

**ZUR STRATIGRAPHIE UND TEKTONIK
DES OBEREN RENO - TALES
PROV. BOLOGNA UND PISTOIA (ITALIEN)**

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Freien Universität Berlin

vorgelegt von

Gustav von Struensee

aus Berlin

1967

Druck:
ERNST-REUTER-GESELLSCHAFT
der Förderer und Freunde der Freien Universität Berlin e. V.
DISSERTATIONS-DRUCKSTELLE
1 Berlin 33, Garystr. 45

**ZUR STRATIGRAPHIE UND TEKTONIK
DES OBEREN RENO - TALES
PROV. BOLOGNA UND PISTOIA (ITALIEN)**

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Freien Universität Berlin

vorgelegt von

Gustav von Struensee

aus Berlin

1967

I. Referent : Prof. Dr. M. Richter

II. Referent : Prof. Dr. K.J. Mehnert

Tag der mündlichen Prüfung : 5. Juli 1967

Tag der Promotion :

21. NOV. 1967

Gedruckt mit Genehmigung der Mathematisch-
Naturwissenschaftlichen Fakultät der
Freien Universität Berlin



I N H A L T S Ü B E R S I C H T

Seite

A.	Vorwort	5
B.	Historischer Überblick	6
C.	Vorbemerkungen	11
1.	Lage und Begrenzung des Kartierungsgebietes	11
2.	Morphologie, Hydrographie und Aufschlußverhältnisse	11
3.	Allgemeine Angaben	13
4.	Problemstellung	14
D.	Stratigraphischer Teil	
1.	Überblick über die Schichtfolge der toskanischen Einheiten	16
1.1	Hauptkamm-Macigno (TOSKANIDEN II)	17
2.	Modino-Cervarola-Einheit (EMILIANIDEN I)	18
2.1	Modino-Basisserien	19
2.11	Modino-Argille	22
2.12	Fiumalbo-Schiefer	25
2.13	Marmoreto-Mergel	27
2.2	Modino-Sandstein	28
2.3	Pievepelago-Formation	31
2.31	Pievepelago-Sandstein	31
2.32	Pievepelago-Argille	33
2.321	Olistholithe des Pievepelago-Olisthostroms	35
2.3211	Kalk von Bardalone	36
2.3212	Fiumalbo-Schiefer	37
2.3213	Schiefer von Pracchia	38
2.4	Cervarola-Sandstein	38
2.41	Unterer Cervarola-Sandstein	40
2.411	Unterer Cervarola-Sandstein mit Konglomeraten	41
2.42	Oberer Cervarola-Sandstein	44
2.43	Undifferenzierter Cervarola-Sandstein	46
2.5	Sestola-Vidiciatico-Serie	49
2.51	Sestola-Vidiciatico-Mergel	50
2.52	Sestola-Vidiciatico-Argille	51
2.521	Gabbro von Castelluccio	54
2.6	Suviana-Serie	54
2.61	Suviana-Mergel	56
2.62	Suviana-Sandstein	57
2.7	Hangendolisthostrom	59
2.71	Hangend-Argille	60
2.711	Olistholithe des Hangendolisthostroms	61
2.7111	Ophiolithe	62
2.7112	Kalk von Serra Volpara	63
2.7113	Kalk von Suviana	64
2.7114	Kalk von Ca de Lolli	64
2.7115	Mergel von Casola	65
2.7116	Sandkalk von Torre Malavita	66
2.8	Stratigraphischer Vergleich Modino-Cervarola-Einheit (Emilianiden I) - Hauptkamm-Macigno (Toskaniden II)	67
2.9	Stratigraphischer Vergleich Modino-Cervarola-Einheit - Formazione marnoso-arenacea	70

3.	Cantiere-Monghidoro-Einheit (Emilianiden II)	72
3.1	Radiolarite und Calpionellenkalke	74
3.2	Ophiolithe	76
3.3	Cantiere-Argille	78
3.4	Cantiere-Buntschiefer	81
3.5	Cantiere-Alberese	82
3.6	Molasseartige Sedimente der Cantiere-Monghi- doro-Einheit	85
3.61	Rote Tonmergel	86
3.62	Valpiana-Mergel I	87
3.63	Sandstein von Riola	88
3.64	Brekzienkörper von Riola	89
3.65	Valpiana-Mergel II	91
3.66	Loiano-Sandstein	93
3.67	Molasse von Montese	96
4.	Quartär	98
4.1	Pleistozän	98
4.2	Holozän	98
4.21	Bergstürze	98
4.22	Hangschutt	99
4.23	Bergschlipfe	99
4.24	Flußterrassen und -schotter	100

E. Tektonischer Teil

1.	TOSKANIDEN II	101
2.	Modino-Cervarola-Einheit (EMILIANIDEN I)	105
2.1	Modino-Basisserien und -Sandstein	105
2.2	Cervarola-Sandstein	108
2.3	Suviana-Serie	115
2.4	Pievepelago-Formation, Sestola-Vidiciatico- Serie und Hangendolisthostrom	116
2.5	Tektonische Stellung des Sandkalks von Torre Malavita	120
3.	Gefügeanalyse	121
3.1	Schichtflächendiagramme	121
3.2	Kluftdiagramme	125
3.3	Zusammenfassung der Ergebnisse der Gefüge- analyse	128
4.	Tektonischer Vergleich Toskaniden II -Emilia- niden I	131
5.	Cantiere-Monghidoro-Einheit (EMILIANIDEN II).	133
5.1	Molasseartige Sedimente der Cantiere-Monghi- doro-Einheit	134
5.2	Herkunft der Cantiere-Monghidoro-Einheit	137
6.	Alter der tektonischen Bewegungen	138

F.	Zusammenfassung	141
G.	Riassunto	144
H.	Literaturverzeichnis	147
J.	Lebenslauf	157
K.	Anlagen	
a.	GEOLOGISCHE KARTE des oberen Reno-Tales -M.1:20 000	
b.	TEKTONISCHE KARTE des oberen Reno-Tales -M.1:20 000	
c.	PROFILTAFEL zur GEOLOGISCHEN KARTE des oberen Reno- Tales - M.1:20 000	

VORWORT

Im Rahmen der Untersuchungen, die das Geologisch-Paläontologische Institut der FREIEN UNIVERSITÄT BERLIN unter der Leitung von Herrn Professor Dr. Max Richter seit 1957 in Italien durchführt, soll auch diese Arbeit durch eine genaue Geländeaufnahme dazu beitragen, die schwierigen stratigraphischen und tektonischen Probleme des Nordapennin zu lösen.

Die Anregung zu dieser Arbeit bekam ich von meinem verehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. Max Richter. Für die vielseitige Unterstützung und die Ausbildung, die er mir zuteil werden ließ, möchte ich ihm von Herzen danken.

Herrn Priv.-Doz. Dr. K.J. Reutter, der mich bei vielen gemeinsamen Geländebegehungen, bei der Anfertigung dieser Arbeit sowie bei der Bestimmung von Dünnschliffen sehr unterstützte und mich in zahlreichen Diskussionen bei der Lösung vieler Fragen beriet, danke ich ganz besonders.

Für die Bestimmung einiger Dünnschliffe und Schlämmpuben danke ich Herrn Professor Dr. F. Bettenstaedt (Hannover), Herrn Professor Dr. H. Hagn (München) und Herrn cand.geol. F. Seligmann (Berlin).

Herrn Dr. F. List und Herrn Dr. K. Germann (Berlin) sei für die Hinweise bei der Gefügeanalyse gedankt.

Dank gebührt auch der DEUTSCHEN FORSCHUNGSGEMEINSCHAFT, die mich durch finanzielle Zuwendungen unterstützte.

Nicht zuletzt möchte ich auch der vielen Italiener gedenken, die durch ihre Gastfreundschaft wesentlich zum Gelingen dieser Arbeit beitrugen.

B. Historischer Überblick

Der Nordapennin besteht weitgehend aus oberkretazischen und tertiären Flyschserien. Sie sind stratigraphisch schwer einzuordnen, da sie selten Makrofossilien und nur wenige, schlecht erhaltene Foraminiferen führen, bei denen oft noch Umlagerungserscheinungen nicht ausgeschlossen werden können. Dazu ist die tektonische Stellung der einzelnen Serien häufig noch ungeklärt. Deswegen ist es nicht verwunderlich, wenn die geologischen Vorstellungen über den Nordapennin stark voneinander abweichen.

Wohl sind beispielsweise von LEONARDI DA VINCI (1452-1519) oder N. STENO (1638-1687) geologische Beobachtungen überliefert, doch setzte erst Ende des 19. Jahrhunderts eine gründlichere geologische Bearbeitung des Gebietes zwischen Po und Arno ein. B. LOTTI (1894), C. DE STEFANI (1884), D. ZACCAGNA (1897) nehmen an, daß eine eozäne Flyschfolge aus dem Mesozoikum der Apuaner Alpen hervorgeht. Über einer Grauwackenserie, 'Macigno' genannt, würden chaotisch gelagerte Schiefer ('Argille scagliose') und Kalke mit Ophiolithen und Radiolariten folgen, die im Hangenden in Kalksandsteine und -mergel übergingen.

Schon aber F.SACCO (1895) hält die 'Grüngesteine' (Serpentine u.a.) samt der sie umgebenden 'Argille scagliose' für kretazisch, da er in den 'Argille' eine Anzahl von Ammoniten u.a. nachweisen kann. Trotzdem bleibt er bei einer autochthonen Abfolge. Er erklärt die Überlagerung von tertiären durch kretazische Serien mit liegenden Falten, die durch einen Zusammenschub entstanden sein sollen.

Eine Wende bringt die von G.STEINMANN (1907) und L.DE LAUNAY (1907) an alpinen Bauplänen orientierte Deckentheorie. Sie stellen eine tektonische Überlagerung des tertiären Macigno durch die mesozoische Ophiolithformation ('argille scagliose') fest. Die tertiäre Sandsteinfolge des Macigno wird samt seiner mesozoischen Basis zu einem toskanischen Faziesbereich gerechnet. Bei der Ophiolithformation wird dagegen angenommen, daß sie einem

ligurischen Faziesbereich, der im Bereich der heutigen Tyrrhenis gelegen haben soll, entstammt. Nach STEINMANN und DE LAUNAY sollen die ligurischen Sedimente in Form einer grossen Gleitdecke über die Toskaniden hinweg transportiert worden sein. Diese STEINMANN-DE LAUNAY'sche Deckentheorie wird von vielen Autoren in Bezug auf Transportmechanismus und Herkunftsgebiet der allochthonen Serien abgewandelt und erweitert.

So nimmt P.DE WIJKERSLOOTH (1934) an, daß der Nordapennin im Gegensatz zu den Alpen das Ergebnis einer Krustenzerrung ist. Für das Abgleiten großer Sedimentmassen aus dem Gebiet der heutigen Tyrrhenis macht er die Schwerkraft verantwortlich.

G.ROVERETO (1922) und R.STAUB (1933) glauben, daß das Wurzelgebiet der Liguriden in der Po-Ebene bzw. in der Emilia zu suchen sei. Dadurch ergibt sich eine Bewegungsrichtung der ligurischen Gleitdecken von NE nach SW.

M.ANELLI (1938), G.DAL PIAZ (1943), C.MIGLIORINI (1948) und G.MERLA (1957) modifizieren weitgehend den Überschiebungsvorgang der ligurischen Decken. C.MIGLIORINI (1948) stellt die Theorie der 'cunei composti' auf, die besagt, daß die allochthonen ligurischen Einheiten gravitativ von 'rughe', von Aufpressungszonen der Erdkruste abglitten. Noch weiter geht G.MERLA (1952). Er gliedert den Nordapennin durch 7 Einzelzonen ('rughe tettoniche'). Ähnlich wie bei C.MIGLIORINI (1948) sollen die durch keilförmige Aufschiebungen entstandenen 'rughe' sich nacheinander von SW nach NE vom Oberen Oligozän bis zum Pliozän gehoben haben. Die allochthonen ligurischen Sedimente wären dabei durch die aufeinanderfolgende Hebung der Schwellen zum Abgleiten gezwungen und in Form von orogenen Bergstürzen ('frane orogeniche') zur Po-Ebene weitergereicht worden.

Mit einem komplizierten Deckenbau treten P.ELTER, E.GIANNINI, M.TONGIORGI und L.TREVISAN (1960) hervor. Nach ihrer Meinung existieren im Bereich des Nordapennins vier verschiedene Decken aus nicht metamorphen Gesteinen, die alle aus verschiedenen Bereichen der heutigen Tyrrhenis stammen. Folgende Decken werden dabei genannt :

1. 'falda toscana' - die nicht metamorphen Toskaniden II (Nor/Rät - U.Miozän) sind über die autochthonen, metamorphen Toskaniden I (Westphal - ?Oligozän) geglitten
2. 'falda dell'Alberese' mit der Kalk-Ton-Serie, Oberkreide- und Tertiär-Alberese
3. 'falda ofiolitifera', unter dieser allochthonen Einheit werden die 'argille scagliose' mit der 'arenaria superiore' zusammengefaßt
4. 'falda del Flysch ad Helmintoidi', diese Decke bezieht sich auf den Antola- und Cassio-Alberese.

P.ELTER, C.GRATZIU und B.LABESSE (1964) fügen noch eine fünfte tektonische Einheit hinzu. Sie nennen sie 'unita esterna di Pracchiola-Bobbio' und verstehen darunter eine Übergangsfazies zwischen Pseudomacigno (Toskaniden I) und der umbro-romagnolischen Formazione marnoso-arenacea.

Den 'Nappisten' stehen Autoren gegenüber, die eine Para-autochthonie vieler Alberese und Argille scagliose annehmen.

So lehnt L.U.DE SITTER (1956) die Existenz der beträchtlichen Überschiebungsweiten der Liguriden ab. Er nimmt ein durch eine seitliche Einengung des Gebirges verursachtes diapirartiges Aufsteigen der Argille scagliose an. Dabei sind die Argille über jüngere Sedimente geflossen.

Auch M.RICHTER (1960) stellt einen so weit gespannten Deckenbau der Liguriden in Frage. So weist er auf das tektonische Mißverhältnis zwischen Ausdehnung und Mächtigkeit der angeblich allochthonen ligurischen Einheiten hin. Nach seiner Meinung liegen die ligurischen Sedimente in etwa noch dort, wo vorher ihr Ablagerungsbereich lag. M.RICHTER (1960) vergleicht die Liguriden mit dem Unterostalpin, das zwischen Hochpenninikum und Südalpin gelegen hat.

K.J.REUTTER und C.W.Sames (1964) vertreten die Auffassung,

daß sich der Nordapennin in drei verschiedene Faziesbereiche gliedern läßt:

Toskanikum
Ligurikum
und Emilianikum.

Das Emilianikum ist dem ligurischen Faziesbereich nordöstlich vorgelagert und von diesem durch das Toskanikum getrennt. Sein Verbreitungsgebiet dürfte vermutlich von Alessandria und Pavia bis zum Trasimenischen See reichen. Die emilianischen Gesteine unterscheiden sich faziell von den ligurischen Serien (C.W.SAMES, 1963, K.J.REUTTER und C.W.SAMES, 1964, K.D.KRAMPE, 1964 u.a.)

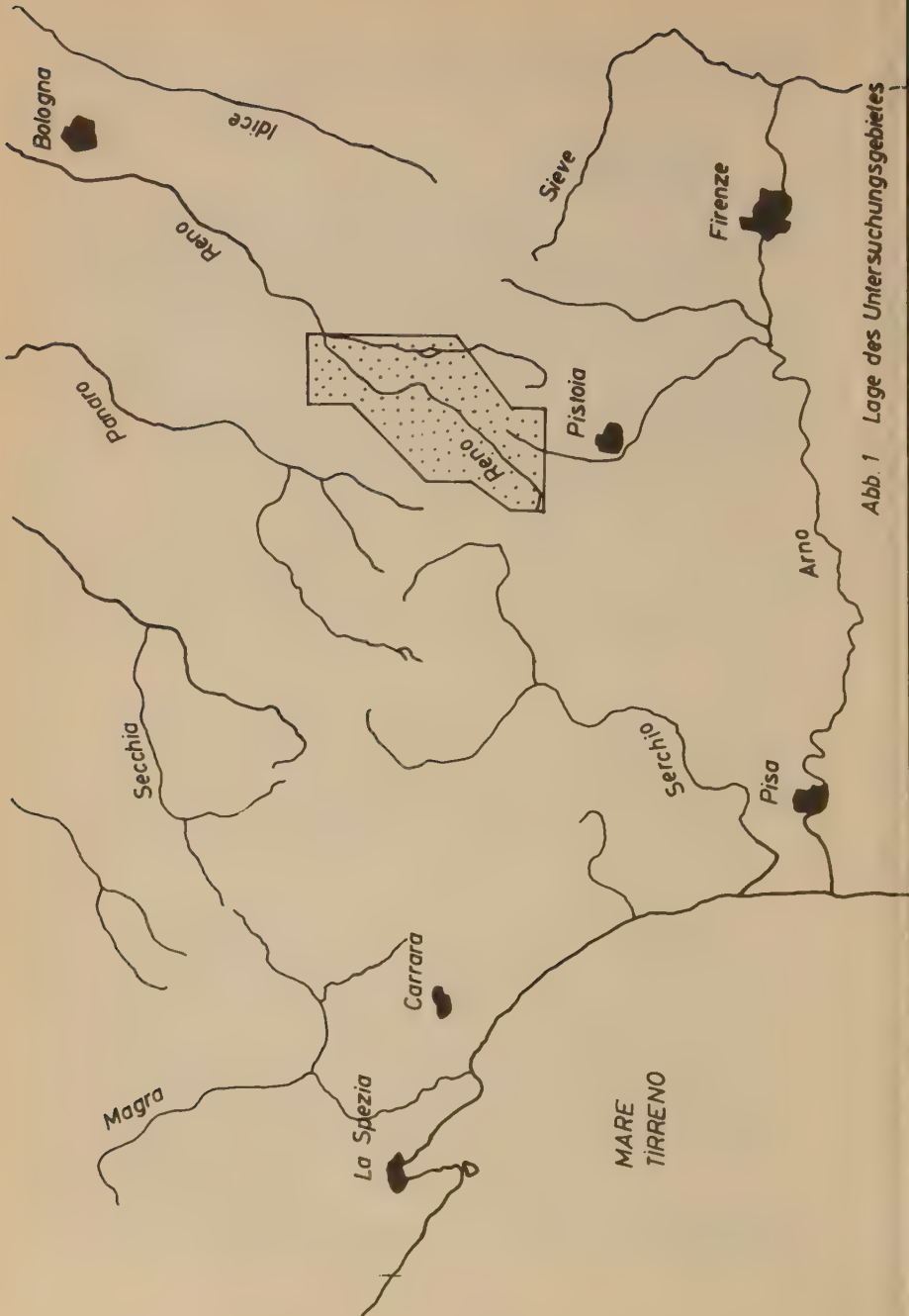


Abb. 1 Lage des Untersuchungsgebietes

C. Vorbemerkungen

1. Lage und Begrenzung des Kartierungsgebietes

Das untersuchte Gebiet liegt am Oberlauf des Reno. Die Südgrenze verläuft 12 km nördlich Pistoia, die nördliche Begrenzung 48 km südlich Bologna. Es umfaßt einen Abschnitt der südwestlichen Emilia (Prov. Bologna) und einen Teil der nördlichen Toskana (Prov. Pistoia). Der größte Ort, ungefähr im Zentrum des Kartierungsgebietes gelegen, ist Porretta/Terne.

Im Osten und Westen des bearbeiteten Geländes waren die Grenzen weitgehend durch die Arbeitsgebiete von K. HEMMER und H. HEYMANN gegeben. Bei der Grenzziehung im Norden und Süden waren dagegen geologische Gesichtspunkte maßgebend. Im Norden wurde ein breiter Streifen molasseartiger Gesteine erfaßt, die einen wesentlichen Anteil der Cantiere-Monghidoro-Einheit darstellen. Im Südwesten des Kartierungsgebietes konnten noch Modino-Basisserien und ein Teil der Stirnfalte des Hauptkamm-Macigno nachgewiesen werden.

2. Morphologie, Hydrographie und Aufschlußverhältnisse

Der Süden des Kartierungsgebietes erinnert ebenso wie die Zone zwischen dem Nordrand des Cervarola-Sandsteins und der Molasse bei Riola an Mittelgebirgslandschaften. Das Gebiet zwischen dem Bardalone und dem Nordrand des Cervarola-Sandsteins südlich Porretta/Terne trägt hingegen alpinen Charakter. Der höchste Berg in diesem Gebiet ist der M. Gennaio (1814 m). Er ist der östlichste Ausläufer einer Gipfelkette, die zwischen 1800 und 2170 m ü.NN liegt und sich vom M. Cimone (2165 m) über den Libro Aperto (1897 m) nach Osten erstreckt.

Eine bei 1200 m ü.NN gelegene Gipfelinie erfaßt die meisten Bergspitzen zwischen Torrente Silla und Limentra di Sambuca. Kurz unterhalb dieser Linie erstrecken sich in einer Höhenlage von ungefähr 900 m weite Hochflächen. Erst in der Nähe der Flüsse nimmt das Relief beträchtlich zu, so daß die Flußtäler sich v-förmig verengen.

Das untersuchte Gebiet wird von 3 Flußsystemen durchzogen.

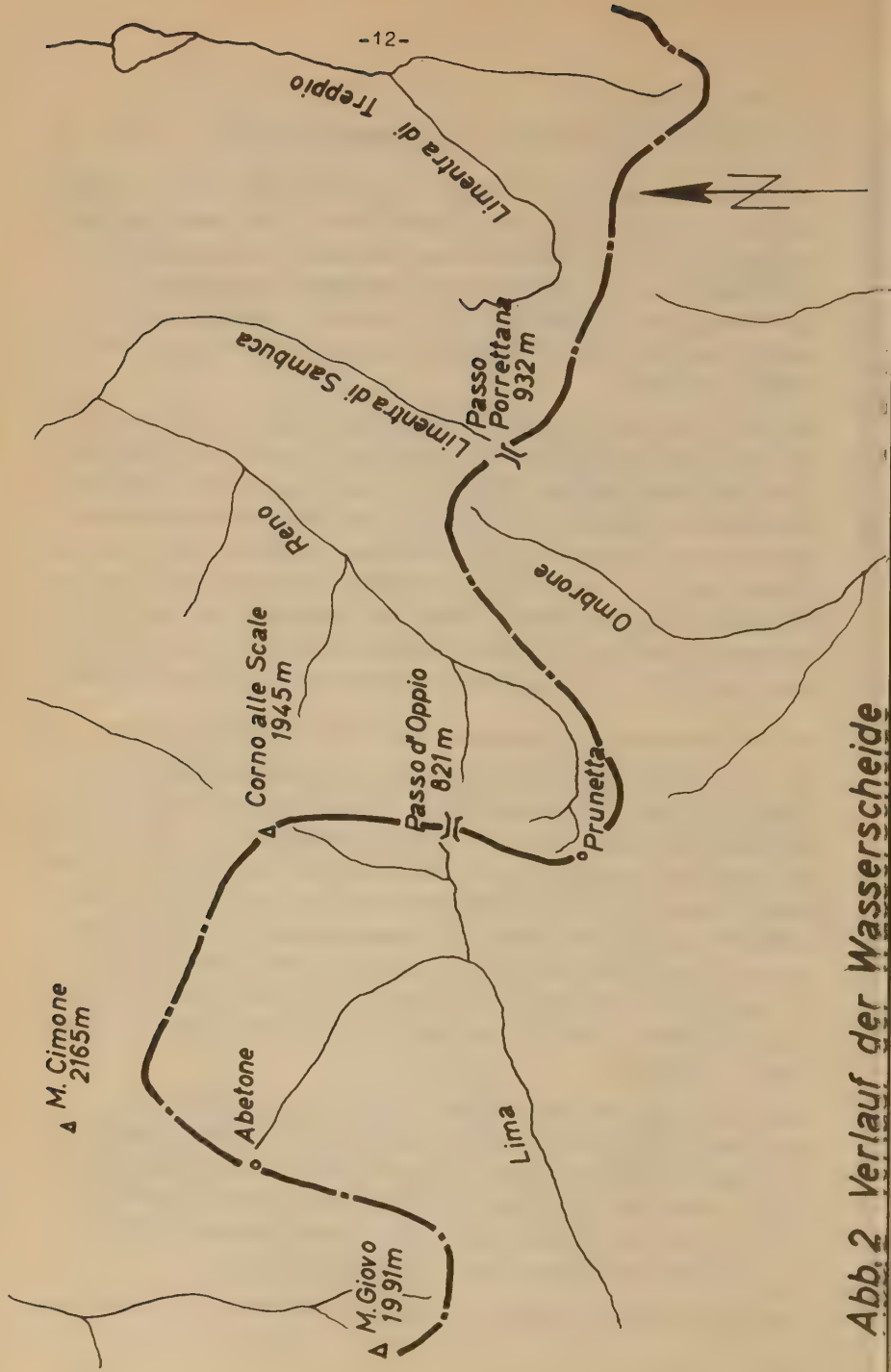


Abb. 2 Verlauf der Wasserscheide

Der Reno entwässert mit seinen Nebenflüssen Torrente Silla, Limentra di Sambuca und Limentra di Treppio bei weitem den größten Teil des Geländes. Er gehört zum Einzugsbereich des adriatischen Meeres, in das er südlich Porto Garibaldi mündet. Zur Tyrrhenis fließen nur zwei Flüsse des Kartierungsgebietes. Der größere von ihnen, der Ombrone mündet im Süden von Pistoia in den Arno. Der andere, der Rio Pecciano entspringt am Passo d'Oppio, fließt in das Lima-Tal und von dort aus in den Serrchio.

Interessant ist der Verlauf der Wasserscheide (Abb.2). Vom M.Giovo (1991 m) weicht sie in einem großen Bogen nach Norden zum Libro Aperto (1937 m) und Corno alle Scale (1945 m) aus. Vom Corno alle Scale verläuft sie in Richtung SSE nach Prunetta. Dort biegt sie nach ENE um, eine Richtung, die sie über die Ostgrenze des Untersuchungsgebietes beibehält.

Die Aufschlußverhältnisse sind in dem breiten Streifen des Cervarola-Sandsteins zwischen Campo Tizzoro und Ponte della Venturina und in dem Gebiet der molasseartigen Sedimente nördlich des Torrente Marano durchweg gut. Doch im Süden des Gebietes und im Nordosten von Porretta/Terme sind die Aufschlüsse schlechter.

3. Allgemeine Angaben

Für die Kartierung des 390 km² großen Gebietes wurden folgende Meßtischblätter des Istituto Geografico Militare verwandt :

Blatt RIOLA	98 IV SW
" PORRETTA/TERME	98 III NW
" GAGGIO MONTANA	97 I SW
" LIZZANO BELVEDERE	97 II NW
" TREPPIO	98 III SW
" PRACCHIA	97 II SE
" SAN MARCELLO PISTOIESE	97 II SW
" PISTOIA	105 I NE

Diese Karten wurden photographisch auf den Maßstab 1:10000 vergrößert.

Die Geländearbeit wurde in den Sommermonaten 1963-65

durchgeführt. Insgesamt wurden 280 Schlammproben und 130 Dünnschliffe mikropaläontologisch-stratigraphisch bzw. petrographisch ausgewertet.

Das untersuchte Gebiet ist, wenn man von der Zone um Porretta/Terme absieht, geologisch kaum bearbeitet worden. Neben den geologischen Karten 'San Marcello Pistoiese' und 'Vergato' (Maßstab 1 : 100 000) existieren über den Süden des Gebietes nur zwei Übersichtskarten von G.DAINELLI (1949) und F.SAGGINI (1961). Aus dem Raum um Porretta/Terme waren die Kartenskizzen und Karten aus den Arbeiten von T.LIPPARINI (1944), G.DAINELLI (1951), R.GHELARDONI, L.LUCCHETTI, M.PIERI und C.PIRINI (1962), E.AMADESI (1964, 1965) zugänglich. Sie dienen mit Ausnahme der Karten von T.LIPPARINI (1944) und E.AMADESI (1964, 1965) mehr der Erfassung eines einzelnen regionalen Problems als einem Überblick über die stratigraphischen und tektonischen Gegebenheiten im Gelände.

4. Problemstellung

Es war Aufgabe der geologischen Untersuchung mit Hilfe einer genauen Geländeaufnahme

1. eine stratigraphische Abfolge aufzustellen. Hier war von besonderem Interesse das Verhältnis von Hauptkamm-Macigno und Modino-Cervarola-Einheit. Die altersmäßige Stellung der einzelnen Serien sollte durch Schlammproben und Schliffe näher untersucht werden
2. die tektonische Stellung der Gesteine zu klären
3. die stratigraphischen und tektonischen Ergebnisse dieser Arbeit mit denen anderer Autoren zu vergleichen.

D. Stratigraphischer Teil

Seit dem Anfang des 19ten Jahrhunderts werden die Flyschsandsteine des Hochapennins Macigno genannt. Erst nach dem zweiten Weltkrieg begannen verschiedene Autoren diese Sandsteinfolge zu gliedern.

R.SIGNORINI (1945) unterscheidet lithologisch Macigno A, B und C. 'Il tipo litologico A' entspricht dabei ungefähr dem Hauptkamm-Macigno, 'B' dem Modino- und Cervarola-Sandstein und 'C' der Formazione marnoso-arenacea des umbro-romagnolischen Faziesbereiches.- Mit qualitativen Difraktometeranalysen versuchen C.CIPRIANI und P.MALESANI (1964) die oligozänen und miozänen Sandsteine in Zone I (Macigno), Zone II (Mugello) und Zone III (Marnoso-arenacea) zu gliedern. Nach diesen Untersuchungen scheint der Kalk- und Dolomitgehalt von Zone I bis III zuzunehmen.

Eine genauere Differenzierung der Sandsteine im Hochapennin führen R.NARDI und M.TONGIORGI (1962) durch. Sie postulieren lithologisch verschiedene Sandsteinserien, die eine durch Olisthostrome unterbrochene einheitliche Abfolge darstellen. Der 'Macigno' der 'seria toscana' soll dabei die stratigraphische Unterlage für den 'complesso di M.Modino-M.Cervarola' (R.NARDI, 1965) bilden.

Im Gegensatz zu R.NARDI und M.TONGIORGI (1962) kommt K.J.REUTTER (1966) zu dem Schluß, daß der 'complesso di M.Modino-M.Cervarola', von ihm Modino-Cervarola-Einheit genannt, nicht die Fortsetzung der Macigno-Sedimentation, sondern als eigene stratigraphische und tektonische Einheit einem emilianischen Faziesbereich zuzuordnen ist. Dieser emilianische Faziesbereich zeichnet sich bereits am äußersten Nordwestende des Nordapennins ab. Er wird im Süden von den Toskaniden und Liguriden, im Norden durch die neogenen Sedimente des Po-Ebenenrandes und im Osten durch die umbro-romagnolische Fazies begrenzt (K.J.REUTTER und C.W.SAMES, 1964).

1. Überblick über die Schichtfolge der toskanischen Einheiten

Während sich die Toskaniden I auf die Apuaner Alpen, die Monti Pisani und die 'Catena metallifera' beschränken, umrahmen die Toskaniden II die Toskaniden I. Die Toskaniden II liegen tektonisch auf den Toskaniden I und erstrecken sich vom M. Orsaro (Prov. Parma) bis zum Lago di Bolsena.

Die metamorphen Toskaniden I sind vom Karbon an aufgeschlossen. Ähnlich der Fazies in den Westalpen beginnen sie mit terrestrischen Ablagerungen, die bis in die Trias reichen. Danach werden nur noch marine Sedimente abgelagert. Die Sedimentation der Toskaniden I endet mit dem Pseudo-Macigno, der altersmäßig meist ins Oligozän gestellt wird.

Die Toskaniden II sind erst vom Nor an aufgeschlossen. Innerhalb dieser Schichtfolge treten schon über kurze Entfernungen Faziesänderungen und vor allem große Mächtigkeitsschwankungen auf, so daß die folgende kurze Zusammenfassung (nach P. BELLINCIONI, 1959 und K. GÜNTHER, 1966) nur für den Raum zwischen Apuaner Alpen und Lima-Tal gilt.

Auf die Rauchwacken und Zellendolomite des Calcare cavernoso (Nor-Rät) folgen Rät-Dolomite, -Kalke und -Kalkarenite. Darüber stehen die mächtigen, massigen Kalke des Calcare massiccio (U. Lias) an, die von dem Calcare selcifero (Sinémurien), dem Ammonitico rosso (Héttangien) und dem Höheren Calcare selcifero (U. Charmoutien - ? U. Dogger) abgelöst werden. Auf geringmächtige Mergel des Dogger folgen die Radiolarite des Oberen Malm und die Maiolikakalke der Unter-Kreide. Ein sehr charakteristisches Sediment der Toskaniden II stellt die Scaglia rossa dar, die vom Alb bis ins Eozän reicht. In der oberen Scaglia rossa setzen Flyschmerkmale ein. Mit den oligozänen Rovaggio-Mergeln (K. D. KRAMPE, 1964) und dem Hauptkamm-Macigno ist im Sedimen-

tationsbereich der Toskaniden II nur eine Flyschfazies vertreten. Den Abschluß der Sedimentation bilden die Mergel von Ponteccio, die ins Unter-Miozän gehören (K.J.REUTTER, 1966, K.GÜNTHER, 1966).

1.1 Hauptkamm-Macigno

Diese Grauwackenfolge ist westlich des Lima-Tales stets im Bereich des Hauptkamms des Hochapennins aufgeschlossen. Aus diesem Grunde und um sich von dem sehr viel umfassenderen 'Macigno' älterer Autoren (B.LOTTI, 1894, F.SACCO, 1895, G.MERLA, 1957 u.a.) zu distanzieren, wurde diese Flyschserie nach K.GÜNTHER (1966) Hauptkamm-Macigno genannt.

Das Kartierungsgebiet erfaßt nur im äußersten Südwesten eine ca. 20 km² große Fläche mit Hauptkamm-Macigno. Hauptsächlich an der Nebenstraße Prunetta - Piastre aufgeschlossen, erscheinen die Sandsteine im angewitterten Zustand schmutziggrün, am frischen Bruch dagegen graublau. Die Bänke sind 0,8 bis 4 m mächtig. Im Gegensatz zum Modino- und Cervarola-Sandstein ist die Mächtigkeit der Sandsteinbänke an den einzelnen Aufschlüssen relativ konstant. Bei den mächtigeren Schichten ist eine Gradierung nur schwer wahrnehmbar, auch scheinen Mergel oder Ton-Zwischenlagen zu fehlen. Im Hangenden dieser Bänke treten öfters teller-große Tonflatschen auf. Im Unterschied zu den grobbankigen Sandsteinen wechsellagern die bis zu 1,5 m mächtigen Bänke mit bis zu 15 cm dicken Lagen dunkelgrauer Mergel. Schlammproben brachten kein Ergebnis. Die geringmächtigeren Sandsteinbänke sind gradiert. Nur hier wurden vereinzelt Unterflächenstrukturen beobachtet, die aus fossilen Lebensspuren vom Typ *Helicolithus sampelayoi* AZP., sowie kleinen 'flute' und 'groove casts' bestehen. Mißt man die Strömungsmarken ein, so ergibt sich eine Strömungsrichtung aus NNW.

Das 'graded bedding', die vertikale und horizontale Monotonie sowie die Unterflächenstrukturen weisen nach P.H. KUENEN und C.I.MIGLIORINI (1950) darauf hin, daß die Grauwacken des Hauptkamm-Macigno durch 'turbidity currents' entstanden sind.

Petrographisch steht der Hauptkamm-Macigno zwischen einer lithischen und einer feldspätischen Grauwacke (F.J.PETTI-JOHN, 1957):

Schliff 436 (cava di Prunetta):

Neben undulös auslöschenden Quarzen fallen Ortho- und Plagioklase auf. Die Intergranularräume sind mit Gesteinsdetritus ausgefüllt, der aus kleinen Kalk- und Sandsteinbrocken, sowie Biotit- und Muskowitschüppchen besteht. Der Feldspatanteil entspricht mengenmäßig dem Gehalt an Sedimentmaterial.

Im Bereich des Hochapennins wird von K.J.KRAMPE (1964) und K.GÜNTHER (1966) für den Hauptkamm-Macigno eine Gesamtmächtigkeit von 1800 bis 2000 m angegeben, die wenigstens größenordnungsmäßig auch bei Prunetta vorliegen dürfte. Die Geologische Karte dieser Arbeit erfaßt östlich Prunetta eine nur etwa 140 m mächtige Schichtfolge.

Die Altersangaben über den Hauptkamm-Macigno sind umstritten. Zwar stufen G.CAPELLINI (1881), F.SACCO (1895), D.ZACCAGNA (1932) u.a. diesen Sandstein ins Eozän ein, doch stammen diese Funde wahrscheinlich aus dem Bereich der eozänen Scaglia rossa. W.BOHNE (1966), K.GÜNTHER (1966) und V.BORTOLOTTI (1965) beschreiben Nummuliten- und Lepidocyclinenbrekzien aus dem Liegenden des Hauptkamm-Macignos, die wahrscheinlich ins Ober-Oligozän gehören. Auch der Zeitpunkt des Endes der Macigno-Sedimentation steht nicht fest. Wohl nehmen die meisten Autoren an, daß das Macigno-Dach oligozänes Alter besitzt, doch weisen die neuesten Arbeiten darauf hin, daß das Hangende des Hauptkamm-Macigno in das Unter-Miozän zu stellen ist (K.J.REUTTER, 1966, K.GÜNTHER, 1966).

2. Modino-Cervarola-Einheit (Emilianiden I)

R.NARDI (1965) gliedert erstmals die Grauwacken in zwei tektonische Einheiten, in 'Macigno' (zur allochthonen 'falda toscana' gehörig) und 'complesso di M.Modino-M.Cervarola' (semiautochthon). Diese Einheiten stellen

aber nach seiner Meinung eine einheitliche stratigraphische Abfolge dar.- In dieser Arbeit wird aber mit K.J.REUTTER (1966) angenommen, daß die Modino-Cervarola-Einheit eine selbständige tektonische Einheit bildet. Die Gründe werden in Kapitel D - 2.8 und E - 4. erläutert.

Die Modino-Cervarola-Einheit wird als das emilianische Gegenstück zum Hangenden der Toskaniden II angesehen. Toskaniden II und Emilianiden II waren wahrscheinlich im Laufe der Unter- oder Mittelkreide durch eine heute nicht mehr nachweisbare, submarine Schwelle getrennt worden. Die Ablagerungsbedingungen gleichen sich erst wieder während des Oligozäns an. Von diesem Zeitpunkt an bis zum Unteren Miozän wurde in beiden Faziesbereichen vorwiegend turbiditisch sedimentiert.

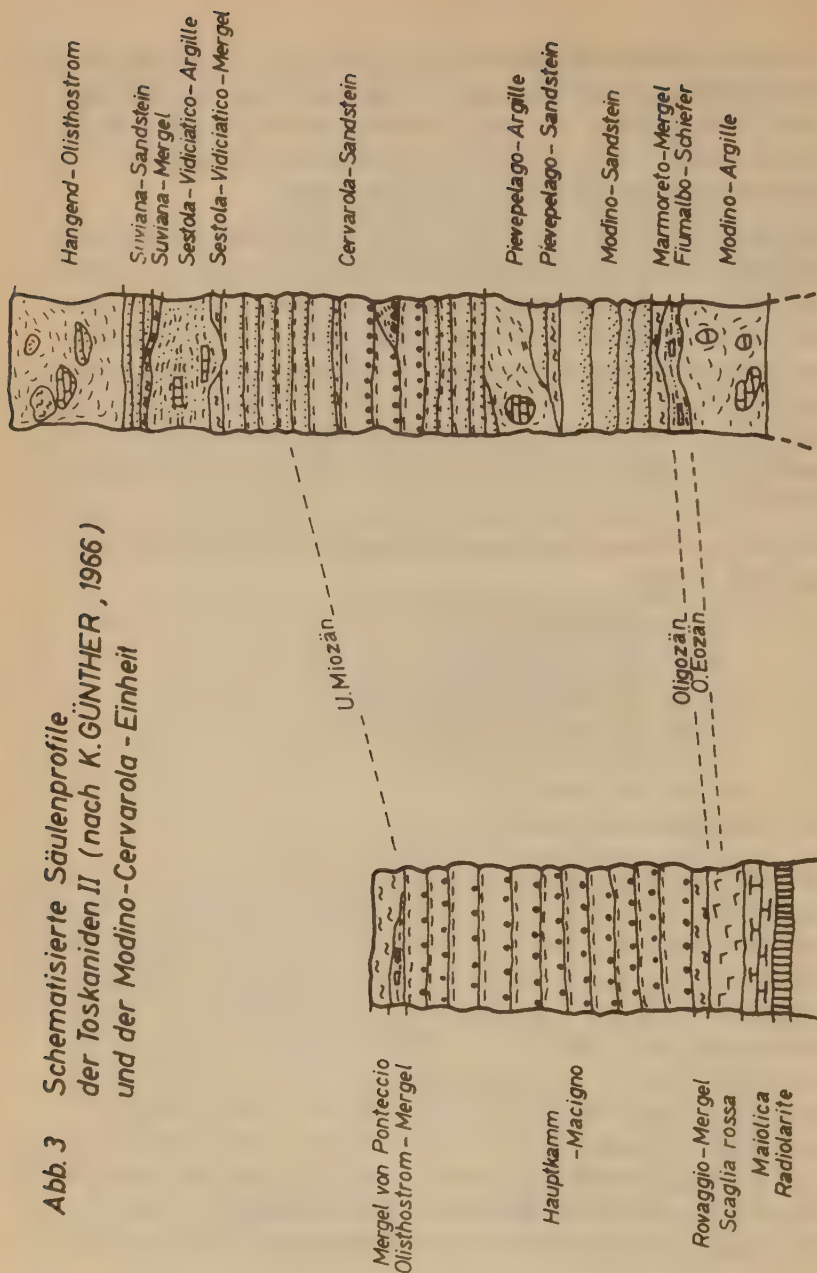
Die Modino-Cervarola-Einheit kann in 7 Schichtglieder aufgeteilt werden:

- 2.7 Hangendolisthostrom
- 2.6 Suviana-Serie
- 2.5 Sestola-Vidiciatico-Serie
- 2.4 Cervarola-Sandstein
- 2.3 Pievepelago-Formation
- 2.2 Modino-Sandstein
- 2.1 Modino-Basisserien

2.1 Modino-Basisserien

Obwohl das Obere Lima- und Reno-Tal schon 1913 von B.LOTTI im Maßstab 1: 100000 geologisch aufgenommen worden war (Blatt San Marcello Pistoiese), wurde erst von L.DAINELLI (1949) der schmale Streifen der Modino-Basisserien auskartiert und als 'argille scagliose' bezeichnet. In Verbindung mit den Vorstellungen von P.ELTER und K.SCHWAB (1957) parallelisiert F.SAGGINI (1961) die Modino-Basisserien mit den 'argille scagliose' und dem Modino-Sandstein mit der 'arenaria superiore', beide werden nach P.ELTER et al. (1960) zur 'falda ofiolitifera' gerechnet. P.ELTER und K.SCHWAB (1957) vermuteten, daß die 'roten argilla scagliose' an der Basis der 'arenaria superiore' bei Pontremoli mit der eozänen

Abb. 3 Schematisierte Säulenprofile
der Toskaniden II (nach K.GÜNTHER, 1966)
und der Modino-Cervarola-Einheit



'scaglia rossa' gleichzusetzen sind und betrachten die 'arenaria superiore' als ein im Verhältnis zum Hauptkamm-Macigno isopisches Sediment.

Zwar erkennt F.SAGGINI (1961) im untersuchten Gebiet erstmals, daß der Modino-Sandstein die -Basisserien stratigraphisch überlagert und daß die Modino-Basisserien einen tektonischen Kontakt zum Hauptkamm-Macigno aufweisen, doch ist eine Parallelisierung mit den 'argille scagliose' und der 'arenaria superiore' der 'falda ofiolitifera' nicht richtig:

1. Die 'argille scagliose' im Liegenden der 'arenaria superiore' zeichnen sich im Raume nordwestlich La Spezia durch großen Ophiolithreichtum aus. Die Modino-Argille nordöstlich Prunetta führen nur vereinzelt sedimentäre Brekzien mit Ophiolithmaterial.
2. Der Modino-Sandstein weist stratigraphische Kontakte zur Pievepelago-Formation auf. Außerdem kann man nicht wie F.SAGGINI (1961) die Modino-Basisserien der Pievepelago-Formation gleichsetzen.
3. Auch lithologisch kann der Modino-Sandstein im untersuchten Gebiet nicht mit der 'arenaria superiore' verglichen werden, da der Feldspatanteil sehr viel größer als im Modino-Sandstein zu sein scheint (M.Gottero -Sandstein-G.GOLDBERG- 1965).
4. K.J.REUTTER (1960) u.a. weisen im M.Gottero-Sandstein ('arenaria superiore') oberkretazische Faunen nach.
5. In der 'arenaria superiore' nordwestlich La Spezia sind nur äußerst selten und dann nur kretazische Fossilien gefunden worden. In den Modino-Basisserien und im -Sandstein sind jedoch eozäne bis oligozäne Foraminiferen-Faunen vergleichsweise häufig.

Die Modino-Basisserien wurden von R.NARDI und M.TONGIORGI (1962) unter der Bezeichnung 'argille scagliose'-olistostroma-(asc-ol) und 'scisti varicolori' (fP₁) in die Literatur eingeführt. K.D.KRAMPE (1964) beschreibt die Modino-Basisserien bei der 'Serie vom M.Ventasso'. K.D.KRAMPE (1964) und K.J.REUTTER (1966) sehen in der 'fP₁' im Unterschied zu R.NARDI und M.TONGIORGI (1962) keine Fortsetzung der Sedimentation des Hauptkamm-Macigno, sondern rechnen die Modino-Basisserien mit der übrigen Modino-Cervarola-Einheit zu dem von K.J.REUTTER und C.W.SAMES aufgestellten emilianischen Faziesbereich.

In Übereinstimmung mit K.J.REUTTER (1966) werden die Modino-Basisserien in

- 2.13 Marmoreto-Mergel
- 2.12 Fiumalbo-Schiefer
- 2.11 Modino-Argille gegliedert.

2.11 Modino-Argille

Die Modino-Argille werden als das älteste Schichtglied der Modino-Cervarola-Einheit aufgefaßt. Sie liegen im Kartierungsgebiet überwiegend als Olisthostrom vor. Ihre stratigraphische Abfolge ging während der Verfrachtung als Olisthostrom verloren.

Die Modino-Argille bestehen aus chaotisch gelagerten Schiefertonen, in denen bis zu 1 m große Brocken aus Kalken, Kalksandsteinen, kalkigen Mergeln und Brekzien stecken. Die Schiefertone sind feinblättrig und von rostbrauner bis grünlich-grauer Farbe. Die Olistholithe sind an der Basis der Modino-Argille besonders häufig. Ihre Größe nimmt zum Hangenden in demselben Maße zu wie ihre Anzahl sich verringert. Am auffälligsten sind die palombinofarbenen Kalke, die hellbraun erscheinen und frisch gebrochen hell- bis dunkelgrau sind.

Die Kalksandsteinbrocken sind meist größer als die Kalke. Ihre Farbe wechselt von schmutziggrau zu graubraun. Im Anschlag sind sie blaugrau. Die Olistholithe haben in Dünnschliffen folgende Resultate erbracht :

Schliff 451 (Nebenstraße Prunetta-Piastre):

Dichter Kalk mit der Fauna:

- Gümbelina sp.
- Globigerina sp.
- Globigerinella sp.
- Rotalipora appenninica (O.RENZ)
- ? Ticinella roberti (GANDOLFI)

Alter : O.Alb - U.Cenoman

Schliff 435a (Nebenstraße Prunetta-Piastre:
Feinkörniger Kalkarenit mit Muskowit- und
Serizitlagen. Neben Radiolarien und Echinoder-
menresten treten in dem reichlich vorhandenen
Fossilschutt nicht näher bestimmbare, benth-
nische Foraminiferen, neben Globigerinen und
Hedbergella sp. auf. Vereinzelt erscheinen in
Bröckchen umgelagerte Tintiniden.

Alter : Apt - Alb

Schliff 444d (Nebenstraße Prunetta-Piastre):
Feinkörniger Kalk mit:
Schwammnadeln
Globorotalia sp.
Globorotalia cf. velascoensis (CUSHMAN)
Globorotalia aragonensis (NUTTAL)

Alter : O.Paläozän-U.Eozän

Schliff 435b (Nebenstraße Prunetta-Piastre):
Sedimentäre Brekzie mit Ophiolithmaterial- In
einer feinklastischen Grundmasse erscheinen Kalk
und Kalksandsteinbrocken, aber auch bis zu 3 mm
große undulös auslöschende Quarze neben Ortho-
und Plagioklasrelikten. Auffallend ist der hohe
Anteil an Chlorit (Var. Pennin).

Im Hangenden der Modino-Argille schalten sich violette, rost-
rote, manchmal etwas grüne Schiefertone ein. Sie brechen un-
regelmäßig und ähneln den Fiumalbo-Schiefern. Die Schlamm-
proben daraus erbrachten kein Ergebnis.- Nicht ganz so häu-
fig treten schmutziggraue, etwas rötliche, kalkige Mergel
auf. Schlammprobe 431 (große Haarnadelkurve -Nebenstraße
Prunetta-Piastre) wurde aus diesen Mergeln gezogen. Sie zeigt
eine an Individuen arme Fauna mit Fischzähnen, Radiolarien,
Anomalina alacanensis NUTTAL, Robulus cf. curviseptus (SEG.)
und Globigerina sp. Die Foraminiferen gehören ins Alttertiär.-
Die den Fiumalbo-Schiefern ähnelnden Schiefertone und die
kalkigen Mergel sind als kleine bis zu 300 m² große Linsen
in den Modino-Argille verteilt.

Im Kontaktbereich zwischen Modino-Argille und Hauptkamm-
Macigno fällt auf, daß die Gesteinsbrocken in den Modino-
Argille nicht mehr 'eingeregelt', sondern richtungslos an-
geordnet und stark zerklüftet sind. Außerdem ist der Haupt-
kamm-Macigno in der Nähe des Kontaktes stark zerrüttet
(300 m N cava di Prunetta). Offenbar ist der Kontakt zw-
ischen Modino-Argille und Hauptkamm-Macigno, wie auch

F.SAGGINI (1961) und K.J.REUTTER (1966) vermuten, tektonisch.

An vielen Stellen weist das Aufschlußbild der Modino-Argille darauf hin, daß diese Gesteine durch 'slumping' oder 'mudflows' bewegt wurden, die zu Olisthostromen führten.- Der Name Olisthostrom wurde von G.FLORES (1955), M.P.MARCHETTI (1957) und E.BENEO (1956) geprägt. Darunter wird eine Sedimentmasse verstanden, die aus einer Grundmasse von Tonen und Schiefertönen besteht, in der härtere Komponente, Olistholithe genannt, stecken können. Die Olistholithe sind gleichaltrig oder älter als die umgebende Olisthostrommatrix. Kommen jüngere Olitholithe in dem Olisthostrom vor, so sind diese während des Gleitvorganges hineingeraten. Das Olisthostrom ist aus gravitativ bewegten Schlammströmen (syn. 'mudflow' -H.R.DOTT, 1963) entstanden, die inmitten einer Normalsedimentation älteres Material resedimentieren. Die Modino-Argille zeigen häufig eine angeordnete Schichtung, sichtbar an den eingeregelteten Olistholithen. K.J.REUTTER (1965) führt diese Erscheinung auf eine teilweise laminare Fließbewegung innerhalb des Schlammstroms zurück.

Das Alter der Modino-Argille kann nicht angegeben werden, da die Proben steril waren. Auf Grund aber der in den Olistholithen der Modino-Argille gefundenen Faunen wird angenommen, daß vermutlich eine resedimentäre Gesteinsfolge von der Mittelkreide bis ins mittlere Eozän vorliegt, die durch eine oder mehrere Olisthostrom-Verfrachtungen zerstört wurde.

Die Mächtigkeit der Modino-Argille kann nicht exakt angegeben werden. Östlich Piteglio beträgt sie bis zu 80 m. Östlich Prunetta stehen aber mindestens 250 m an. Die scheinbare Mächtigkeitszunahme ist zum Teil durch die verschiedenen Lagerungsverhältnisse am Kontakt Modino-Argille - Hauptkamm-Macigno bedingt. Westlich Prunetta liegt die Modino-Argille auf dem normal nach NE einfallenden Hauptkamm-Macigno. Östlich Prunetta stößt die Modino-Argille

an den liegenden Faltenflügel des Hauptkamm-Macigno, der im Durchschnitt mit $140/40^{\circ}$ überkippt nach Südwesten einfällt. Die eingeregelter Olistholithe erlauben es mit Einschränkungen, das Streichen und Einfallen der Modino-Argille angenähert zu bestimmen. Die Meßwerte liegen bei $140/85^{\circ}$ SW. Es wird vermutet, daß größtenteils eine tektonische Winkeldiskordanz zwischen Modino-Argille und Macigno auftritt.

2.12 Fiumalbo-Schiefer

Ebenso wie die Modino-Argille werden auch die Fiumalbo-Schiefer und die Marmoreto-Mergel in dem Raum zwischen Piastre und Prunetta von L.DAINELLI (1949) und F.SAGGINI (1961) als 'Argille scagliose' bezeichnet.

Die für die Modino-Basisserien charakteristischen Schiefer können vom Cerreto-Pass (K.D.KRAMPE, 1964 - rote Schiefer von Marmoreto) zumindest bis Piastre (Prov. Pistoia) verfolgt werden. Die Typuslokalität der Schiefer liegt nach K.J.REUTTER (1966) bei Fiumalbo, südöstlich Pievepelago (Prov. Modena).

Im untersuchten Gebiet sind die Fiumalbo-Schiefer hauptsächlich in einem 30 bis 80 m mächtigen Streifen aufgeschlossen, der sich von Piastre bis südlich M^o di Boffé hinzieht. Weiter westlich, unterhalb des normal liegenden Modino-Sandsteins fehlen sie oft, nur manchmal stehen sie, bis zu 10 m mächtig, im Liegenden der Marmoreto-Mergel an.

Die rotbraunen, auch violetten Schiefertone wechsellagern mit 5 - 35 cm mächtigen grauen Sandsteinbänken, die eine, wenn auch schwache Gradierung zeigen. Schliff 439 (Poggio Erbusa) wurde diesem Sandstein entnommen:

Er enthält viel Quarz, der teilweise undulös auslöscht, Ortho- und Plagioklase, die verschieden stark zersetzt sind, und lagenweise angeordnete Muskowitschüppchen. Die Matrix besteht aus feinfilzigem Gesteinsdetritus. Mineralbestand und Matrix weisen nach F.G.PETTIJOHN (1957) auf eine Subgrauwacke hin.

Bei den Grauwarenbenken fallen an den Unterflchen besonders die zahlreichen fossilen Lebensspuren auf. Seltener

treten kleinere 'flute casts' auf. Die Schiefertone und Grauwacken sind oft von bis zu 1 cm breiten Klüften durchzogen, die fast immer von Kalkspat ausgefüllt sind.

Die Schlammproben der Schiefertone zeigen eine stratigraphisch wenig wertvolle Sandschalerfauna:

Schlammprobe 438 (450 m südlich M^o di Boffé)

und 450 (1200 m südlich M^o di Boffé) :

Lituotuba sp.

Rhabdammina sp.

Rhabdammina samanica BERRY

Cyclammina sp.

Nodogerina cf. rohri CUSHMAN &

Stainforth

Gyroidina girardina (REUSS)

Bathysiphon cf. eocenica CUSHMAN & HANNA

Trochamminoides sp.

Trochamminoides coronatus (BRADY)

Alter : Eozän - Oligozän

K.D.KRAMPE (1964) konnte in diesem Horizont Acareninen nachweisen, die im mittleren und oberen Eozän leiten. Somit kann es als sicher gelten, daß die Fiumalbo-Schiefer ins Ober-Eozän gehören.

Die Grenze Modino-Argille - Fiumalbo-Schiefer ist nicht scharf. Im Hangenden der Modino-Argille schalten sich linsenartig rostbraune - violette Schiefer ein. Die Linsen werden in Richtung zu den Fiumalbo-Schiefern zahlreicher. Mit dem Einsetzen der ersten Grauwackenbänke war die Grenze zwischen Fiumalbo-Schiefern und Modino-Argille gegeben.

Auch zwischen den Fiumalbo-Schiefern und den Marmoreto-Mergeln besteht eine, wenn auch nur etwa 3 m mächtige Übergangszone. Gut ist sie am Osthang des Poggio Erbusa aufgeschlossen. Die Farbe der Schiefer wechselt langsam von violett/rostbraun nach schmutziggrau. Mit diesem Farbwechsel nimmt gleichzeitig der Kalkanteil zu. Grauwackenbänke stehen in diesem Bereich nicht mehr an.

450 m südlich M^o di Boffé stehen verschiedene kleine Sandsteingänge innerhalb der Grauwacken-Schieferton-Wechselfolge an, die überkippt nach SW einfällt. Ein Sandsteingang steht fast senkrecht auf den normal sedimentierten Bänken, deren Mächtigkeit hier etwa 20 cm beträgt. Der

Sandsteingang ist knapp 1,2 m lang. Seine Mächtigkeit beträgt im unteren Teil 10 cm; sie vergrößert sich im Kontaktbereich zur Normal-Bank auf 25 cm; im oberen Bereich liegt sie dann zwischen 10 und 20 cm. Die Ursachen für diese Erscheinung können sehr vielfältig sein. Primär dürften Spalten entstanden sein, die durch erdbebenartige Bodenunruhe oder durch die diagenetische Verfestigung des Sedimentmaterials verursacht wurden. Während der Entstehung der Spalten intrudierte unverfestigtes Material der Sandsteinbänke in diese Spalten hinein.

2.13 Marmoreto-Mergel

K.D.KRAMPE (1964) führt diese Bezeichnung in die Literatur ein. Zwar weist schon A.AZZAROLI (1950) unter dem Sandstein am M.Ventasso, der dem Modino-Sandstein gleichzusetzen ist, graue Mergel nach. Er verwechselte sie aber mit den Rovaggio-Mergeln (K.D.KRAMPE, 1964, K.GÜNTHER, 1966), die zwischen der Oberen Scaglia rossa und dem Hauptkamm-Macigno eingeschaltet sind. Auch F.SAGGINI (1961) erwähnt diese Mergel und zeigt ihre stratigraphische Stellung in einem mehr der Übersicht dienenden Profil. Doch wurden aus diesen Mergeln sicher keine Proben entnommen, denn er nimmt mit seiner Deutung des Modino-Sandsteins als 'arenaria superiore' eine Gesteinsfolge der ligurischen Oberkreide an. Da gerade die Marmoreto-Mergel immer Foraminiferen-Faunen liefern, die einwandfrei ein oligozänes Alter ergeben, ist F.SAGGINI's Interpretation eindeutig zu widerlegen.

Die Mächtigkeit der Marmoreto-Mergel schwankt stark, sie beträgt südöstlich Piastre 30 bis 40 m. Sie nimmt aber von Piastre aus nach Nordwesten bis auf 15 m ab. Im Nordwesten von Prunetta, unterhalb der Hangendschuppe des Modino-Sandsteins sind die Mergel nur noch selten aufgeschlossen. Sie sind dann, wie bei Casone, maximal 10 m mächtig.

Schon 400 m weiter südlich liegen die laminierten Bänke der Basis des Modino-Sandsteins auf den Modino-Argille, Fiumalbo-Schiefer und Marmoreto-Mergel fehlen.

Im Liegenden erscheint die Farbe der Marmoreto-Mergel schmutziggrau, manchmal aber auch leicht grünlich. Sie sind ziemlich kalkig und brechen splittrig, ihre Farbe ist dann mittelgrau. Zum Hangenden hin werden die Mergel sandiger, ihre Farbe dunkler mit bräunlichem Farbeinschlag. Ab und zu treten dünnbankige harte und hellgraue Kalke auf, die vielleicht als kleine Olistholithe anzusprechen sind. Faunen erbrachten diese Kalke nicht.

Der Übergang der Marmoreto-Mergel zum Modino-Sandstein im Hangenden ist kontinuierlich. Dieser Bereich ist bei Casone, 1 km NNW Prunetta aufgeschlossen. Die Sandsteinbänke setzen langsam ein, die Mergel erscheinen nun dunkelgrau und schiefrig. Die Mächtigkeit der Mergellagen nimmt in dem Maße ab, wie die der Grauwackenbänke des Modino-Sandsteins zunimmt.

Die Schlammprobe 201 (130 m SW Prunetta) aus den Marmoreto-Mergeln zeigt folgende, relativ schlecht erhaltene Fauna:

Nodosaria sp.
Rhabdammina sammanica JERRY
Cibicides cookei (CUSMAN)
Vulvulina chirana CUSHMAN & STONE
Lagena sp.
Globigerina sp.
Globigerina tripartita tripartita KOCH
Globigerina cf. senilis BANDY

Das Alter der Marmoreto-Mergel kann demnach mit Oligozän angegeben werden.

2.2 Modino-Sandstein

F.SAGGINI (1961) hält diesen oligozänen Sandstein für die 'arenaria superiore' und stellt ihn als ligurische Flysch-grauwacke mit den 'argille scagliose' zur 'falda ofiolitifera'. Auch R.NARDI und M.TONGIORGI (1962) trennen diesen Sandsteinkomplex vom Hauptkamm-Macigno und nennen ihn nach dem M.Modino bei Pievepelago 'arenaria del M.Modino'. Der Modino-Sandstein wird als Fortsetzung der Flyschsedimentation der 'seria toscana' betrachtet, die nur durch olisthostromartige Gleitmassen unterbrochen wurde.

K.D.KRAMPE (1964) beschreibt das westlichste Vorkommen des

Modino-Sandsteins nördlich der Secchia als Sandstein vom M.Ventasso. K.D.KRAMPE (1964) und K.J.REUTTER (1966) rechnen ihn aber zum emilianischen Faziesbereich.

Der Modino-Sandstein beginnt im Westen am M.Ventasso und zieht sich über den M.Cusna zum M.Modino und M.Cimone. Zwischen Abetone und San Marcello Pistoiese verschwindet er tektonisch auf weiten Strecken, erscheint aber bei San Marcello wieder. Zwischen Passo d'Oppio und Prunetta verlaufend läßt er sich bis zum Tal des Ombrone verfolgen. Von da an, durch die niedrige Höhenlage bedingt, werden die Aufschlußverhältnisse sehr schlecht, so daß bisher noch nicht geklärt werden konnte, ob der Modino-Sandstein in den Albaner Bergen noch ansteht.

Westlich der Straße Prunetta-Casone und 50 m südlich Casone schaltet sich in die Übergangszone von den Marmoreto-Mergeln zum Modino-Sandstein ein kleiner Olisthostromfetzen mit dunklen Schiefertönen und einem 20 cm großen Kalkbrocken ein. Er ist von graubraunen schiefrigen Kalkmergeln umgeben. Im Hangenden dieser Einschaltung beginnt bereits der Modino-Sandstein mit feinkörnigen, nicht gradierten, aber manchmal laminierten Sandsteinbänken, bei denen stets die Unterflächenstrukturen fehlen. Sie sind anscheinend nicht durch normale Trübströme sedimentiert worden. Ihre Mächtigkeit liegt zwischen 25 und 40 cm. Nach oben zu nimmt die Mächtigkeit der Zwischenlagen ab, die Mergel werden toniger. Schon 30 m von der Basis entfernt setzen die ersten 3-6 m mächtigen Sandsteinbänke ein, die in unregelmäßigem Abstand aufeinanderfolgen. Im Gegensatz zu den grobbankigen sind die dünnbankigen Sandsteine deutlich gradiert. An den Unterflächen sind kleine 'flute' und 'groove casts', seltener fossile Lebensspuren beobachtet worden. Die Unterflächenmarken ergeben eine Strömungsrichtung der turbulenten Trübströme von WNW. Nur an einer Stelle, in der Forra di Marcone wurden mehrmals schöne Beispiele von 'convolute lamination' gefunden. Die genannten Merkmale weisen auf eine turbiditische Flysch-sedimentation hin.

Im Hangenden wird die Mächtigkeit der Sandsteinbänke einheitlicher, sie liegt bei 60 cm. Sie sind wie an der Basis der Schichtfolge nur schwach laminiert, Unterflächenmarken sind nur sehr selten. Die nun hellgrauen und schiefrigen Mergelzwischenlagen sind weniger kalkreich und führen eine individuen- und artenarme Foraminiferenfauna von mäßigem Erhaltungszustand.

Schlammprobe 388 (700 m südlich Passo d'Oppio) :

Radiolarien
Rhabdammina sp.
Rhabdammina eocenica CUSHMAN & HANNA
Saccamina sp.
Lagena sp.
Chrysalgonium aff. longicostatum CUSHMAN & JARVIS
Globulina cf. gibba D'ORBIGNY
Cibicides sp.
Technitella archaenitida STAINFORTH
Globigerina sp.
Globigerina tripartita tripartita KOCH

Alter : Oligozän

In Übereinstimmung mit den meisten Autoren kann der Modino-Sandstein ins Oligozän gestellt werden.

Petrographischer Befund des Modino-Sandsteins :

Schliff 391 (Croce delle Lari, 70 m S)

In einer kalzitisch detritischen Grundmasse sind bis zu 0,2 mm große, undulös auslöschende Quarze und Muskowitschüppchen sowie schlierenartig angeordnete, schwärzliche organische Substanzen vorhanden. Erzpartikel und Feldspatrelikte treten selten auf.

Nach der Nomenklatur von F.G.PETTIJOHN (1957) handelt es sich beim Modino-Sandstein um eine Subgrauwacke.

Die Mächtigkeit des Modino-Sandsteins abzuschätzen, ist durch die Tektonik erschwert. Im untersuchten Gebiet bildet dieser Sandstein einen nordvergenten liegenden Sattel, dessen meist nach Nord einfallende Hangendflügel den überkippten Liegendflügel überfahren hat, so daß nun zwei Schuppen vorliegen. Die normal einfallende Schuppe ist ungefähr 500 - 600 m mächtig. Der Mächtigkeitsbetrag der überkippten Schuppe erscheint um etwa 100 m höher, doch können die vielen Störungen, die den Modino-Sandstein

östlich und westlich des Reno durchziehen, die Ursache für eine fehlerhafte Berechnung sein.

2.3 Pievepelago-Formation

Auch diese Serie wurde von R.NARDI und M.TONGIORGI (1962) als 'formazione di Pievepelago' in die Literatur eingeführt. Sie verstehen darunter eine Sandstein-Mergel-Wechselfolge, in die sich allochthone Gleitmassen (Olisthostrome) von schwarzen Schiefern mit Olistholithen von palombinofarbenen Kalken, Ophiolithen, roten Schiefern und verschiedenen Alberese unregelmäßig einschalten. Die Gleitmassen nennt R.NARDI und M.TONGIORGI (1962) 'argille scagliose' (asc_2). Entsprechend den Vorschlägen von K.J.REUTTER (1966) wird in dieser Arbeit die Normalsedimentation des Pievepelago-Sandsteins mit den Olisthostrom-Resedimenten der Pievepelago-Argille und ihrer Olistholithe zur Pievepelago-Formation zusammengefaßt.

In der geologischen Literatur und den entsprechenden Kartenskizzen sind die geologischen Verhältnisse zwischen dem Passo d'Oppio im Westen und dem Ombrone-Tal im Osten nur sehr oberflächlich wiedergegeben. B.LOTTI (1913) führt in der Geologischen Karte 'San Marcello Pistoiese' den Streifen der 'Argille scagliose' (Pievepelago-Argille) nur bis Campo Tizzoro. Erst L.DAINELLI (1949) gelingt es, dieses Gestein bis zum Ombrone-Tal zu verfolgen. F.SAGGINI (1961) setzt Modino-Argille und Pievepelago-Argille einander gleich, da er die inverse Lagerung eines Teils des Modino-Sandsteins nicht erkannte oder nicht berücksichtigte.

2.31 Pievepelago-Sandstein

Diese Normalsedimentation der Pievepelago-Formation besteht aus einer Mergel-Sandstein-Wechselfolge. Der Pievepelago-Sandstein steht nordwestlich Bardalone, südlich des Passo d'Oppio und im Osten des Valle delle Occhiali an. Er ist schwer vom mittleren Bereich des Modino-Sandsteins und vom

Unteren Cervarola-Sandstein zu trennen. Da er jedoch meist von den Pievepelago-Argille umgeben ist, war eine Grenzziehung möglich.

Die zwischen 30 und 200 cm mächtigen Sandsteinbänke sind nur selten, und dann nur in den Hangendpartien, laminiert. Sichtbar gradiert sind nur die bis zu 60 cm dicken Bänke, sie führen dann auch Strömungsmarken wie 'flute casts' und Fressbauten vom Typ Chondrites sp. an den Unterflächen. Petrographisch gehören diese graubraunen Sandsteine zu den Subgrauwacken.

Schliff 393 (Poggio Mandro, 900 m SSE Campo Tizzoro)

In der kalzitischen Matrix fallen die meist eckigen, bis zu 1 mm großen Quarze auf, die manchmal eine Mörtelstruktur zeigen. Von den zum Teil stark zersetzten Feldspäten sind im Nordosten des Schliffes deutlich Plagioklaskristalle zu erkennen. Die wenigen Muskowitreste sind z.T. chloritisiert.

Die hellgrauen harten und splittrigen Mergelbänke sind bis zu 25 cm mächtig. Sie weisen eine relativ schlecht erhaltene und artenarme Foraminiferenfauna auf.

Schlammprobe 218 (200 m SE Fontanaccio di Bardalone):

Trochamminoides coronatus (BRADY)
Dorothia brevis CUSHMAN & STAINFORTH
Plectina cf. *dalmatina* (SCHUBERT)
Globigerina sp.
Globigerina tripartita tripartita KOCH
Globigerina cf. *venezuelana* HEDBERG

Alter : Oligozän

Der oligozäne Pievepelago-Sandstein kann auch sehr mergelig werden, wie südlich Maresca. An der Basis dieses Vorkommens wechsellagern 10 bis 35 cm mächtige Sandsteinbänke mit harten hellgrauen Mergeln. Die Sandsteine sind gradiert, weisen aber nur selten Unterflächenstrukturen auf. Die Mergellagen werden zum Hangenden hin bis zu 1,2 m mächtig. Diesen Mergeln wurden die Schlammproben 219 und 220 (400 m S Maresca) entnommen, sie erbrachten folgendes Ergebnis :

Hormosina sp.
Rectobolivina mexicana (CUSHMAN)
Kalamopsis cf. discreta (FRIEDBERG)
Gyroidina girardina (REUSS)
Chrysalgonium longicostatum CUSHMAN & JARVIN
Globorotalia sp.
Globigerina sp.
Globigerina tripartita tripartita Koch
Globigerina ampliapertura BOLLI

Alter : Oligozän

Weitere Vorkommen dieses mergeligen Pievepelago-Sandsteins sind südlich des Passo d'Oppio, südlich der Forra di Traspo und bei Alberatana di Pitornecca aufgeschlossen.

Die Gesamtmächtigkeit des Pievepelago-Sandsteins schwankt zwischen 15 und 125 m.

2.32 Pievepelago-Argille

Zwischen den einzelnen Vorkommen des Pievepelago-Sandsteins schalten sich Gesteine ein, die durch ein oder mehrere Olisthostrome in die Normalsedimentation des Pievepelago-Sandsteins gelangt sein müssen. Diese Gesteine werden nach K.J.REUTTER (1966) Pievepelago-Argille genannt. Entsprechend F.LOTTI (1910) und L.DAINELLI (1949) die Bezeichnung 'argille scagliose' zu verwenden, ist nicht angebracht, weil unter dieser Bezeichnung tonige Gesteine verschiedener räumlicher und zeitlicher Zugehörigkeit verstanden wurden. Mit dem Namen Pievepelago-Argille ist jetzt eine genaue stratigraphische und tektonische Einstufung gegeben.

Die Pievepelago-Argille bestehen aus schwarzen oder dunkelbraunen Schiefertonen. Diese brechen schuppenförmig und sind häufig von schmalen mit Kalzit gefüllten Klüften durchzogen. In der Nähe größerer Olistholithe erscheinen die Schiefer-Schuppen ausgewalzt und verbogen, ab und zu sind Striemungen auf den Schieferungsflächen zu sehen. In der Nähe des Kontakts zum Modino-Sandstein sind bis zu 5 cm große Pyritknollen gefunden worden. Es wird vermutet, daß deshalb während der Argille-Sedimentation zum Teil anaerobe Bedingungen geherrscht haben.

In den Schieferen stecken häufig Kalkbänke, die stark boudiniert sind. Die Kalke erscheinen hell- bis blaugrau, verwittern ockergelb und -braun und sind von zahllosen feinen Kalzitadern durchzogen. Dünnschliffe erbrachten keine stratigraphischen Hinweise. Ihrem Aussehen nach ähneln sie den Palombino-Kalken der Sestola-Vidicciatico-Argille.

Nicht allzu häufig wurden hellgraue Kalkarenite in den Pievepelago-Argille gefunden, die fast immer Fossilien aufweisen, wie beispielsweise Schliff 226 (1200 m WSW Piteccio) :

Globigerina sp.

Acarinina sp.

Globorotalia sp.

Globorotalia cf. *aragonensis* (NUTTAL)

Alter : Ober-Paläozän - Unter-Eozän

Die Ophiolithe in den Pievepelago-Argille sind selten, sie erreichen meist auch nur Faustgröße. Zwei bis zu 50 m³ große Ophiolithkörper stehen südlich Campo Tizzoro und nördlich Bardalone an. Neben Ophiolithen treten auch sedimentäre Brekzien mit Ophiolithmaterial, wie in den Modino-Argille, auf. Schliff 443 (Fontanaccio di Bardalone) kann als Ophikalzit angesprochen werden:

Er führt in einer kalzitisch-chloritischen Matrix viele serpentiniisierte und chloritisierte Pyroxenreste. Die Chlorite, die aus Pennin und Klinochlor bestehen, sind von Fe-Lösungen imprägniert. Von Interesse sind einzelne Spinellreste. Ihre grün-braune Eigenfärbung deutet auf Hercyn hin.

Die zwischen den Schiefertönen lagernden Mergellinsen stehen meist in der Nähe des Pievepelago-Sandsteins an. Manchmal ist gut sichtbar, daß sich die Normalsedimentation in Gestalt dieser Mergellinsen mit dem Olisthostrom der Pievepelago-Argille auf engem Raum verzahnt. Die grauen, splittrigen Mergel gleichen in ihrer Fazies und im Alter der Foraminiferen-Fauna den mergeligen Zwischenlagen im Pievepelago-Sandstein. Schlammprobe 218 (300 m SE Fontanaccio di Bardalone) beweist es :

Lagena sp.
Cibicides sp.
Trochamminoides cf. coronatus (BRADY)
Dorothia brevis CUSHMAN & STAINFORTH
Plectina cf. dalmatina (SCHUBERT)
Globigerina sp.
Globigerina tripartita tripartita KOCH

Alter : Oligozän

Da tektonische Kontakte zwischen der Pievepelago-Formation und dem Modino- bzw. Cervarola-Sandstein fehlen und da sich Pievepelago-Argille und Pievepelago-Sandstein miteinander verzahnen, kann in diesem Bereich nicht mit postsedimentären Gleitdecken gerechnet werden, wie es L.DAINELLI (1949) und F.SAGGINI (1961) u.a. tun. Die beste Deutung für die Pievepelago-Argille scheint die einer Olisthostrom-Einschaltung in der Pievepelago-Formation zu sein.

Die Olisthostrome der Pievepelago-Argille können als synorogenetisches Produkt und damit als Zeuge der synsedimentären Tektonik innerhalb der Modino-Cervarola-Einheit angesehen werden. Sie spiegeln die zum Burdigal hin zunehmende tektonische Unruhe im Ablagerungsraum dieser Einheit wieder. Aus angrenzenden Gebieten, die in einer Hebung begriffen waren, glitten ein oder mehrere submarine Schlammströme in den Ablagerungsraum des Pievepelago-Sandsteins und schalten sich zusammen mit den mitgeführten Blöcken festen Gesteins (Olistholithe) in die Turbidit-Sedimentation ein.

Die Mächtigkeit der Pievepelago-Argille ist schwer abzuschätzen. Sie dürfte zwischen 20 und 500 m betragen.

2.321 Olistholithe der Pievepelago-Argille

Neben den schon beschriebenen kleinen Blöcken und Brocken sind in den Pievepelago-Argille auch große Olistholithe aufgeschlossen, wie das Vorkommen der Fiumalbo-Schiefer am Passo d'Oppio und des Kalkes von Bardalone. Die Schiefer von Pracchia besitzen eine Sonderstellung, müssen aber, wie noch ausgeführt wird, zum Pievepelago-Olisthostrom gerechnet werden.

Es wird angenommen, daß noch mehr Olistholithe der Modino-Basisserien in den Pievepelago-Argille stecken. Im Gebiet zwischen Passo d'Oppio und Ombrone-Tal die Modino-Argille von den Pievepelago-Argille und die Marmoreto-Mergel von den Pievepelago-Mergel zu trennen, ist unmöglich, da sich die genannten Serien zu wenig voneinander unterscheiden. Das Vorkommen der Fiumalbo-Schiefer in den Pievepelago-Argille beweist, daß sich während der Sedimentation des Pievepelago-Sandsteins und der -Mergel wenigstens Teile des Ablagerungsgebietes der Modino-Basisserien gehoben haben. Dabei wurden entweder von über die Basisserie hinweggleitenden Schlammströmen Teile der Modino-Basisserien mitgerissen, oder Teile dieses Gesteinsverbandes rutschten selbständig in das Sedimentationsbecken der Pievepelago-Formation.

2.3211 Kalk von Bardalone

Die Typuslokalität liegt 300 m nordwestlich Bardalone, einer Ortschaft bei Campo Tizzoro. Der Kalk von Bardalone ist insgesamt ca. 180 m mächtig und fällt als große, etwas verbogene Platte nach SSW ein. Diese Kalke stehen aber auch in kleineren Vorkommen bei Pitornecca an. Sie zeigen fast dasselbe Streichen wie bei Bardalone. Ihre Mächtigkeit jedoch liegt zwischen 8 und 25 m.

Die hellbraun verwitternden Kalke wechsellagern mit dunkelgrauen schiefrigen Mergeln, die bis zu 20 cm mächtig werden. Die Mächtigkeit der Kalkbänke beträgt 40 - 150 cm. Ober- und Unterflächen der Schichten sind leicht gewellt. Bei den meisten Kalkbänken beginnt - unabhängig von ihrer Mächtigkeit - die Basis mit einer Kalkarenitlage. Die Kalkarenitlagen erbrachten folgende Fauna :

Schliff 235 und 237 (Bardalone, 400 m NW) :

Radiolarien
Seeigelstachel
dickschalige Globigerinen
Globorotalia aff. aragonensis (NUTTAL)
Acarenina sp.
Miliolida sp.
Globotruncana sp.
Discocyclina sp.

Alter : Mittel-Eozän

Bei den Schlammproben, die aus den schiefrigen Mergel-Zwischenlagen gezogen wurden, fällt auf, daß planktonische Foraminiferen sehr zahlreich vertreten sind, die benthonischen Formen aber fehlen. Allerdings konnten von dem Plankton nur wenige Arten bestimmt werden, da der Erhaltungszustand schlecht ist.

Schlammprobe 206 (400 m NW Bardalona) :

Globigerina sp.
Globorotalia sp.
Globorotalia (Turborotalia) centralis CUSHMAN &
? Acarenina sp. BERMUDEZ

Alter : Mittel-Eozän

2.3212 Fiumalbo-Schiefer

Sie sind vor allem nordöstlich des Passo d'Oppio, mördlich der Forra di Traspo und in kleineren Flächen westlich Piteccio aufgeschlossen. Auffallend ist die violett bis rostbraune Gesteinsfarbe, die manchmal ins Olivgrüne geht. An der Oberfläche der Schiefer sind feine Muskowitschüppchen zu sehen. Die Schiefer brechen lanzettförmig, die frischen Bruchflächen sind dunkelgrau. Unregelmäßig über die Aufschlüsse verteilt, sind die Schiefer von maximal 30 cm dicken Kalzitadern durchzogen. Im Gegensatz zu den Fiumalbo-Schiefern der Modino-Basisserien sind die Grauwackenbänke nur an einer Stelle bei der Forra di Traspo aufgeschlossen. Trotzdem entsprechen lithologisch die Fiumalbo-Schiefer der Modino-Basisserien denen der Pievepelago-Formation. Außer den stratigraphisch wertlosen Formen Saccamina sp. und Rhizzamina sp. blieben die Schlammproben steril.

2.3213 Schiefer von Pracchia

Gegenüber dem Bahnhof von Pracchia, auf der westlichen Seite der Straße von San Marcello Pistoiese nach Porretta/Terme, erscheint eine auffallende, etwa 40 m mächtige Schichtfolge. Die Schiefer sind vom Cervarola-Sandstein umgeben und zwischen dem M.Cervarola-Corno alle Scale-Komplex und der M. di Orsigna-Schuppe aufgeschlossen.

Die feinschuppigen, bleigrauen Schiefer verwittern schmutzig-gelb. Auffallend ist ihr Glimmerreichtum, der der Gesteinsoberfläche ein leicht spiegelndes Aussehen verleiht. Die Mächtigkeit der Schieferlagen beträgt 10 bis 20 cm. Besondere Sedimentstrukturen fehlen. Schlammproben und Dünnschliffe erbrachten keine stratigraphischen Hinweise.

Petrographischer Befund :

Schliff 414 (Bahnhof von Pracchia, 150 m W) :

Dieser Dünnschliff weist die Schiefer von Pracchia als Tonschiefer aus, die durch die Faltung der Modino-Cervarola-Einheit vermutlich anchimetamorph überprägt wurden. Folgender Mineralbestand liegt vor:

In einer Grundmasse mit feinsten, meist stark anisotropen Substanzen fallen die lagenweise angeordneten Muskowit- und Serizitlagen auf. Nur untergeordnet erscheinen vereinzelt oder gehäuft Quarze, die max. 0,2 mm groß sind.

Zur Klärung der stratigraphischen Stellung der Schiefer von Pracchia bieten sich zwei Lösungen an:

1. sie sind ein während der Faltung der Emilianiden I abgescherter Teil des Cervarola- oder Pievepelago-Sandsteins. Dagegen spricht das Fehlen auch nur laminierter Sandsteinbänke.
2. die Schiefer von Pracchia werden als ein während der Faltung abgepresster Olistolith der Pievepelago-Argille aufgefaßt, da sie sich als Horizont nicht weiter verfolgen lassen. Dieser Vermutung wird der Vorzug gegeben.

2.4 Cervarola-Sandstein

Unter dem Namen 'arenaria del M.Cervarola' führen R.NARDI und M.TONGIORGI (1962) diesen Sandstein in die Literatur

ein. Sie betonen die lithologisch-stratigraphischen Unterschiede zwischen Hauptkamm-Macigno, Modino- und Cervarola-Sandstein.

Vom Corno alle Scale nach Südosten prägt der Cervarola-Sandstein die Landschaft des Hochapennins. - Seine flächenmäßige Ausdehnung ist für ein Gestein einer Flyschzone außerordentlich groß. Zwar taucht er bei Montecreto bzw. im Dolo-Tal unter die Cantiere-Monghidoro-Einheit ab, doch wird vermutet, daß er als Sandstein von Pracchiola, südöstlich (G.GOLDBERG, 1965) des Passo della Cisa wieder auftaucht. R.NARDI (1965) nimmt sogar an, daß der 'Macigno von Bobbio' dem Cervarola-Sandstein gleichzusetzen ist. Vom Untersuchungsgebiet nach Osten zieht dieser Sandstein als ein im Schnitt 15 km breites Band an Florenz und Arezzo vorbei bis zum Trasimenischen See (R.NARDI, 1965), im Nordosten des Mugello ist der Cervarola-Sandstein auf die Formazione marnoso-arenacea, einem Schichtglied der umbro-romagnolischen Fazies, überschoben worden.

Tektonisch läßt sich der Cervarola-Sandstein in Schuppen- und Sattelzonen gliedern, sie wurden von SW ausgehend folgendermaßen genannt :

1. invers einfallende Basisschuppe
2. normal " r M.Cervarola-Corno alle Scale-Komplex
3. invers " M. di Orsigna-Schuppe
4. normal und überkippt einfallende Schuppen der Zentralen Schuppen-Zone
5. Granaglione-Sattel

Der Cervarola-Sandstein konnte vom Panaro-Tal im Westen bis zum Setta-Tal im Osten des Untersuchungsgebietes unterteilt werden (H.HEYMANN, 1967, G.v.STRUENSEE, 1965, K.HEMMER, 1966). Beim M.Cervarola-Corno alle Scale-Komplex ist es durch eine Folge bis zu 6 m mächtiger Sandsteinbänke möglich, diese Flyschzone wenigstens vom M.Gennaio bis zum Reno-Tal in einen Unteren und Oberen Cervarola-Sandstein zu gliedern. Östlich Molino del Pallone bis zum Bisenzio sind im Unteren Cervarola-Sandstein Konglomeratbänke aufgeschlossen, die vermutlich die grobbankigen Sandsteine ersetzen. In den Bereichen, wo die

Konglomeratlagen und die dickbankigen Folgen nicht anstehen, wird der Sandstein als undifferenzierter Cervarola-Sandstein bezeichnet, da sonst keine Unterscheidungsmerkmale gegeben sind.

2.41 Unterer Cervarola-Sandstein (abgekürzt: UCS)

Der Untere Cervarola-Sandstein ist in drei verschiedenen Schuppenbereichen aufgeschlossen. Von SW nach NE sind es folgende Zonen :

1. die Basisschuppe, die von Maresca bis nach Piteccio den Kontakt zur Pievepelago-Formation bildet
2. der schon erwähnte M.Cervarola-Corno alle Scale-Komplex. Hier reicht der UCS nur bis zum Reno-Tal
3. der Ostteil der normal gelagerten Schuppe der Zentralen Schuppenzone. Vom Reno-Tal bei Biagone bis zum Bisenzio stehen dort Konglomerathorizonte an, die samt der Turbiditbänke im Liegenden des Horizontes zum UCS gerechnet werden.

Die Grenze UCS - Pievepelago-Formation wäre sehr schwierig zu ziehen, wenn der Pievepelago-Sandstein immer die Grenze zum hier fast ständig überkippten Cervarola-Sandstein bilden würde. Das ist aber nur auf einer Länge von 600 m nordwestlich Campo Tizzoro der Fall. Sonst grenzen die Pievepelago-Argille immer an die überkippt einfallende Basischuppe des Cervarola-Sandsteins. Kontakte sind nur westlich Campo Tizzoro und im Reno-Tal bei Piccioli aufgeschlossen. Der UCS ist am Kontakt in Gestalt dunkler schieferiger Mergel ausgebildet, die Pievepelago-Argille zeigen die für Olisthostrome typischen Rosinenmergel. Die Sandsteine an der Basis sind feinkörnig, eine sichtbare Gradierung tritt nur selten auf. Unterflächenmarken, wie kleine 'flute casts' und fossile Lebensspuren sind nur an wenigen Stellen aufgeschlossen. Charakteristisch an den Sandsteinbänken ist, daß sie nach oben in dunkle, splittrige Mergel übergehen. Die Mächtigkeit ist relativ konstant, sie bewegt sich zwischen 20 und 50 cm. Nördlich Piccioli stehen jedoch mehrere bis zu

2 m mächtige Grauwacken an, die neben der Gradierung durch ihre 25 cm tiefen 'flute casts' auffallen.

Ca. 400 m von der Basis entfernt beginnen die Sandsteinbänke mächtiger zu werden. Diese Partien sind nun nicht mehr in der Basissschuppe aufgeschlossen. Im Hangenden des UCS westlich des Reno-Tales sind die Sandsteinbänke oft zwischen 2,5 und 6 m mächtig. Sie sind stets auffallend gradiert. Die maximalen Korndurchmesser bewegen sich an der Basis der einzelnen Bänke zwischen 2 und 12 mm. Zum Hangenden nehmen dann die Korngrößen rasch ab. Schliff 223 (Poggio Malandrini) wurde diesen Sandsteinbänken entnommen:

In einer kalkig-tonigen Matrix fallen etwa 1-2 mm große Quarze und maximal 3 mm große, frische Orthoklase auf. Neben Quarzitbruchstücken, Kalk- und Tonschieferfetzen müssen wenig zersetzte Plagioklase und Mikroklin erwähnt werden. Daneben tritt noch untergeordnet Chlorit, Hornblende und Apatit auf.

Der Anteil des Gesteinsdetritus ist höher als der der Feldspäte. Nach F.G.PETTIJOHN (1957) gehört dieser Teil des UCS zum Typ der lithischen Grauwacke.

Die mächtigen Sandsteinbänke wechsellagern mit bis zu 20 cm mächtigen, grauen Mergeln, die sich stets als fossil-leer erwiesen. Die maximal 2,5 m mächtigen Grauwackenbänke führen an ihren Unterflächen gut erhaltene 'flute' und 'groove casts', aber auch fossile Lebensspuren. Im Hangenden der bis zu 6 m mächtigen Sandsteine wurden schöne Beispiele von 'convolute lamination' festgestellt. Das sind alles Merkmale, die in Verbindung mit der gradierten Schichtung auf eine Sedimentation durch 'turbidity currents' hinweisen.

2.411 Unterer Cervarola-Sandstein mit Konglomeraten

Östlich der Ortschaft Boni (Tal des Torrente Randaragna) schalten sich Konglomerat-Horizonte in die Flyschsedimentation des UCS ein. Sie sind an 3 Stellen leicht zugänglich und gut aufgeschlossen: 250 m östlich Collina di Treppio, bei Corniolo (Tal der Limentra di Sambuca), sowie 250 m nord-

östlich und 350 m östlich Posola.

Im Gelände fallen die Konglomerate und die sie begleitenden Tonmergel sofort durch fehlenden Bewuchs auf. Der Blockschutt unterhalb der Konglomerataufschlüsse weist auf die Erosionsanfälligkeit besonders der Tonmergel hin. Die Cervarola-Konglomerate sind aus diesem Grund über längere Strecken nicht durchgehend zu verfolgen.

Östlich der Limentra di Treppio konnte K. HEMMER (1966) am Westhang des M. Petto 5 Konglomerathorizonte nachweisen. In dem hier untersuchten Gebiet ist es auf Grund der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht möglich zu entscheiden, ob am Osthang des Poggio Uccellaia, gegenüber dem M. Petto, noch ein oder zwei Horizonte anstehen. Vom Poggio Uccellaia bis zum Reno-Tal ist wahrscheinlich nur ein Konglomerat-Horizont aufgeschlossen. Die Frage, ob die Cervarola-Konglomerate horizontbeständig sind oder nicht, kann nicht mit Sicherheit beantwortet werden.

Unmittelbar im Liegenden der Cervarola-Konglomerate bei Posola stehen dünnbankige dunkelgraue Sandstein- und Schiefer-tonlagen an. Die Sandsteinbänke sind kaum sichtbar gradiert, oft aber laminiert. Die Sedimentation der Grauwacke am Kontakt zum Cervarola-Konglomerat scheint abrupt abgebrochen zu sein, denn die Gerölle setzen unregelmäßig auf dieser Bank ein. Die Konglomerate sind ausgezeichnet gerundet und sind in ihren Längs-Achsen parallel zur Schichtebene der Grauwacken im Liegenden der Cervarola-Konglomerate orientiert. Die Durchmesser der Gerölle an der Basis schwanken zwischen 18,5 und 1 cm. Ebenso wechseln die Kornformen der Gerölle.

Neben Quarziten, roten und grünen Hornsteinen, schmutzigen Kieselkalken und wenigen Palombino-Kalken zeigen die Schliffe 448 a - i (350 m NE Posola) folgende petrographische Typen:

- a) grobkörniger fossilreicher Kalk vom Typ des Biancone-Kalks (Malm)
- b) Ophikalzit
- c) manganreiche, kalkige Mergel mit Radiolarien
- d) Dolomit, vermutlich Trias
- e) feinkörniger Kalk mit umkristallisierten Fossilresten
- f) lithische Grauwacke mit eckigen Hauptgemengteilen
- g) verkieselter Kalk mit vielen Schwammnadeln, Echinodermenbruchstücken (?Jura) und einigen unbestimmbaren Foraminiferen
- h) granitähnliches Gestein, das eine starke Kataklase mitgemacht hat. An Mineralien tritt viel undulös auslöschender Quarz, Orthoklas und wenig Plagioklas (z.T. xenomorph) auf. Ferner lassen sich Serizit, serizitisierter Muskowit, Hornblende und Epidot erkennen.
- i) diaphthoritisch überprägter Augengneis des Paläozoikums. Neben 2 Quarzgenerationen fallen die z.T. mylonitisierten Serizit-Muskowitlagen auf.

Die Korngröße der Konglomerate nimmt nach oben hin schnell ab, nach ungefähr 30 cm befindet sie sich im mm-Bereich und darunter. Gleichzeitig nimmt aber der Anteil der Tonmergel-Matrix zu. 1 m über der Basis sind nur noch die dunkelgrau-schwarzen, sandigen Tonmergel vertreten. Bei den Tonmergeln fällt vor allem der hohe Muskowitgehalt auf. In ihnen stecken ab und zu nußgroße Quarzit- und Hornsteingerölle, aber auch wie bei Posola eine quergestellte, 1,2 m lange und 35 cm mächtige Grauwackenbank (? intraformationale Brekzie).

Der Konglomerat-Horizont ist von Aufschluß zu Aufschluß verschieden mächtig (8-20 m) und unterschiedlich aufgebaut. Bei Collina di Treppio (Tafel 1-a und b) schaltet sich unterhalb des eigentlichen Konglomerat-Horizontes eine sehr grobkörnige, 1,5 m mächtige Sandsteinbank ein. Das gleiche trifft man bei Corniolo an, hier sind aber die Cervarola-Konglomerate mit ihren Tonmergeln schlecht aufgeschlossen. Bei Posola fehlt anscheinend die grobkörnige Sandsteinbank, dafür sind die Konglomerate an der Basis der Tonmergel besonders zahlreich. Auch bei Biagone, dem westlichsten Vorkommen der Cervarola-Konglomerate, zeigt die Grauwackenschicht im Liegenden nicht die Korndurchmesser an der Basis

wie bei Treppio. Ebenso erreichen die wenigen in den Tonmergeln verstreuten Konglomerate maximal einen Korndurchmesser von 8 cm.

Die sandigen Tonmergel mit ihren rosinen-artig verteilten Konglomeraten weisen vielleicht auf einen 'pebbly mudstone' hin. Eine andere Lösungsmöglichkeit bieten Fluxoturbidite (S.DZULYNSKI et al., 1959). Die Fluxoturbidite bestehen aus sandigen Mergeln, das Korn ist gröber als im Turbidit. Nach A.H. BOUMA (1962) nimmt der Fluxoturbidit eine Mittelstellung in der Bewegungsart zwischen einem Schlammfluß und einem turbulenten Trübstrom ein.

Der hohe Gehalt an Kristallin-Material in den Turbiditen der Modino-Cervarola-Einheit und bei den Cervarola-Konglomeraten weist darauf hin, daß diese Sedimente von einer heute nicht mehr nachweisbaren Schwelle stammen. Während der Sedimentation des Cervarola-Sandsteins im oberen Oligozän und unteren Miozän muß die Erosion paläozoisches Kristallin angeschnitten haben. Es wird vermutet, daß diese Schwelle im Südwesten und Norden des Sedimentationsbereiches der Modino-Cervarola-Einheit lag.

Wie noch später ausgeführt wird, kommen die Trübströme meist aus WNW, sichtbar an den Unterflächenstrukturen. Damit braucht aber nicht die wahre Herkunft der Fluxoturbidite gegeben zu sein. Nimmt man für die Modino-Cervarola-Einheit eine WNW streichende Troglängsachse an, so ist auch ein Liefergebiet für die Fluxoturbidite im Südwesten oder Nordosten des Troges denkbar. Man müßte dann einen Transport über die Trogschulter mit einem Umbiegen in der Längsachse des Sedimentationsbeckens annehmen.

2.42 Oberer Cervarola-Sandstein (abgekürzt: OCS)

Die Grenze des Unteren zum Oberen Cervarola-Sandstein ist durch das Hangende des letzten dickbankigen Sandsteins bzw. des Konglomerathorizontes gegeben.

Über dem Konglomerat-Horizont beginnen hellgraue Schiefertone, die mit schmutziggrauen, bis zu 1,2 m mächtigen Grauwackenbänken wechsellagern. Letztere sind ausgezeichnet laminiert mit schönen Beispielen von 'convolute lamination'. Die Gradierung der Sandsteine ist nicht sehr deutlich, auch Unterflächenmarken sind nicht zahlreich. Petrographischer Befund :

Schliff 130 (50 m Süd M. La Tose) enthält ungerundete, manchmal undulös auslöschende Quarze, frische Feldspäte (Plg. > Kfsp. > Mikroklin) Muskowit und Erz. Petrographisch kann dieser Sandstein als Subgrauwacke angesprochen werden.

Die Schlammproben aus den etwas mergeligen Schiefertonen erbrachten eine arten- und individuenarme Foraminiferenfauna, die außerdem schlecht erhalten ist. Umlagerungen können nicht ausgeschlossen werden.

Schlammprobe 133 a (150 m SW Poggio Montecuccoli bei Treppio) :

Psammosiphonella sp.
Pleurostomella sp.
Laticarinina bullbrookii CUSHMAN & TODD
Globigerina sp.
Globigerina aff. venezuelana HEDBERG
Fischzähne

Alter : Oligozän

Die Schichtfolge im OCS nördlich Maresca ändert sich zum Hangenden nur langsam. Die Sequenz wird unregelmäßig, die Mächtigkeit der Grauwackenbänke und der Schiefertonlagen schwankt zwischen 20 cm und 3 m. Die Grauwacken werden kalkiger, sie sind nur noch laminiert. Sichtbare Gradierungen sind selten, ebenso Unterflächenstrukturen. Charakteristisch ist das Auftreten einer ca. 1 m mächtigen fossilisierteren Kalkbank. Sie verwittert auffallend hellbraun und ist im Bruch dunkelgrau.- Im il Rio-Tal bei Maresca ist das Hangende des OCS im M.Cervarola-Corno alle Scale-Komplex aufgeschlossen. Auffallend ist, daß die Schiefertone manchmal fehlen und dann wieder fast 3,5 m mächtig werden. Eingeschaltet in Lagen feinschuppiger, dunkler Schiefertone ziehen sich auf eine Länge von ca. 50 m drei im Schnitt 2,5 cm schmale Bänder

einer Mikrobrekzie entlang, die folgenden mikroskopischen Befund ergab :

Schliff 228 (il Rio-Tal, 900 m NW Maresca) :

An Fossilien sind Radiolarien, Kalkalgen, Bryozoen und Lepidocyclinen vertreten. Der Schliff enthält weiter wenig Quarz, Plagioklas und Chlorit, vor allem aber Gesteinsbruchstücke, $\varnothing$ max. 2 mm. Neben Ophiolithresten und Brocken umgestandener Glasmasse muß ein Bruchstück eines sauren Vulkanits (? Dazit) erwähnt werden. Reste von Gneisen und Glimmerschiefern sind schlecht erhalten. Ein Kalkbruchstück weist mit den anderen Gesteinsbruchstücken darauf hin, daß als Sedimentliefergebiet der Modino-Cervarola-Einheit auch eine Schwel lenzone in Frage kommt, von der meso- wie paläozoisches Gesteinsmaterial geschüttet wurde.

2.43 Undifferenzierter Cervarola-Sandstein

Diese Schichtenfolge umfaßt alle Bereiche des Cervarola-Sandsteins, die nicht durch dickbankige Grauwackenbänke und den Konglomerat-Sandmergel-Horizont gegliedert werden konnten.

Im M.Cervarola-Corno alle Scale-Komplex, der eine Mächtigkeit von schätzungsweise 2000 m besitzt, deutet sich eine Faziesdifferenzierung nach Südosten an, die schon im Liegenden, also in der Fortsetzung des Unteren Cervarola-Sandsteins beginnt. Dies wurde besonders häufig in der Umgebung des Passo Porrettana beobachtet. Wie sonst im Hangenden des Cervarola-Sandsteins vermergeln die Schiefertone bereits in den mittleren Partien des Komplexes. Die Grauwacken sind kalkiger als westlich des Reno. Auch die Mächtigkeit ist mit 1 m im Durchschnitt etwas geringer. Die Grauwacken sind im Hangenden des gesamten Gesteinsverbandes nur schwach gradiert, dagegen sind horizontale und konvolute Lamination relativ häufig anzutreffen. Unterflächenstrukturen fehlen im allgemeinen. Die schiefri gen Mergel sind im Hangenden zwischen 20 und 80 cm mächtig. Sie verwittern graugelb und erscheinen im Bruch schmutziggrau. Aus ihnen wurde eine z.T. sehr schlecht erhaltene, arten- und individuenarme Fauna geschlämmt.

Schlammprobe 225 (1 km SE San Momme, Straße nach Piteccio) :

Lagena sp.

Cibicides sp.

Globorotaloides suteri BOLLI

Globigerina sp.

Alter: ? Ober-Oligozän

Nördlich der Linie Torrente Orsigna-Pracchia-Spedaletto wechsellagern in den liegenden Teilen des undifferenzierten Cervarola-Sandsteins 40-140 cm mächtige graue Grauwackenbänke, die fast immer deutlich gradiert, seltener laminiert sind, mit 20 bis 50 cm dicken Schiefertonglagen. Die Grauwackenbänke zeigen häufig an ihren Unterflächen fossile Lebensspuren, Strömungs- und Belastungsmarken, die eingemessen eine Transportrichtung der 'turbidity currents' aus WNW ergaben.

In Richtung zum Hangenden vermergeln die Schiefertonglagen. Die Mächtigkeit dieser schiefrigen Mergel kann an manchen Stellen bis zu 150 cm betragen. Die Mächtigkeit der Grauwackenbänke bleibt in etwa so wie in den liegenden Teilen. Die Turbiditlagen sind gut gradiert und laminiert, auch zeigen sie schöne Beispiele von 'flute' und 'groove casts'. Die Bestimmung der Strömungsrichtungen ergab 2 Maxima's, bei 280° und 295°.

Im Hangenden werden sowohl die Grauwackenbänke als auch die Mergellagen dünnbankiger. Ihre Mächtigkeiten nähern sich an, sie beträgt im Schnitt 30 bis 40 cm. Die schiefrigen Mergel erbringen fast immer eine, wenn auch schlecht erhaltene und artenarme Fauna, wie Schlammprobe 245 (M. Acuto, 150 m N) beweist :

Lagena sp.

Anomalina sp.

Globigerina sp.

Globigerina tripartita tripartita KOCH

Globigerina aff. *venezuelana* HEDBERG

Globigerinoides cf. *trilobus* (REUSS)

Alter: ? Oberes Oligozän-Unter-Aquitän

Im Hangenden des überkippten Flügels der Zentralen Schuppenzone wurde am Westhang des M. dei Boschi, zwischen dem Weg

zum M.Granaglione und dem Rio Maggiore, eine 40 cm mächtige Schicht gefunden, die einige schlecht zu identifizierende Muscheln vom Typ Cyprina, Isocardia und Lucina aufweist. Eine Altersangabe war nicht möglich. In der gleichen Schuppenzone, nur weiter westlich beschreiben E.AMADESI (1965) und H.HEYMANN (1967) eine Fossilbrekzie, die Lepidocyclinen, Miogypsinen u.a. führt. Ihr Alter wird mit Unter-Miozän angegeben.

Der Cervarola-Sandstein ist vermutlich zwischen dem Oberen Oligozän und dem Aquitan sedimentiert worden. Diese Alterseinstufung deckt sich ungefähr mit den Angaben, die K.J. REUTTER (1966), H.HEYMANN (1967), G.v.STRUENSEE (1965) und K.HEMMER (1966) machen. Es muß jedoch darauf hingewiesen werden, daß der schlechte Erhaltungszustand der Fossilien den Schluß zuläßt, daß sie umgelagert sind. Inwiefern sich das Alter des Cervarola-Sandsteins dadurch verändern könnte, sollte Aufgabe speziell mikropaläontologischer Untersuchungen sein.

Die Mächtigkeit des Cervarola-Sandsteins erscheint in den einzelnen Schuppen- und Sattelzonen verschieden zu sein, doch mag das durch Abscherungen während der Faltung verursacht worden zu sein. L.DAINELLI (1951) gibt eine Gesamtmächtigkeit von 1700 bis 1800 m an. Den hier vorliegenden Untersuchungen nach ist mit einem Betrag von 1800 und 2100 m zu rechnen.

Der Cervarola-Sandstein ist zum großen Teil durch 'turbidity currents' sedimentiert worden. Darauf weisen die kümmerlichen Mikrofaunen, das weitgehende Fehlen von Makrofossilien, die lithologische Monotonie, die zahlreichen Unterflächenstrukturen, die Laminationen, das 'graded bedding' usw. hin.

2.5 Sestola-Vidiciatico-Serie (abgekürzt: SV-Serie)

Diese Serie zieht sich als ein schmaler Streifen zwischen Cervarola-Sandstein und Suviana-Serie von Montecreto bis östlich des Lago di Brasimone. Von den meisten Autoren wird diese Serie als 'argille scagliose' bezeichnet. Mit dieser Bezeichnung wird gleichzeitig die Annahme einer ligurischen Decke verbunden, die den tertiären Macigno überlagern soll. Von R.GHELARDONI et al. (1962) wird der Name 'argille di Vidiciatico' benutzt. Dieser Ausdruck kann jedoch nicht verwandt werden, da diese Autoren u.a. die 'argille di Vidiciatico' mit den Pievepelago-Argille verwechseln. Aus diesem Grunde wird nach K.J.REUTTER (1966) die Bezeichnung Sestola-Vidiciatico-Serie gebraucht.

Die Sestola-Vidiciatico-Serie ähnelt der Pievepelago-Formation. Beiden gemeinsam ist eine Normalsedimentation und dazwischen eingeschaltete Olisthostrome. Doch die Unterschiede zur Pievepelago-Formation sind folgende:

1. die Sestola-Vidiciatico-Serie steht im Hangenden, die Pievepelago-Formation im Liegenden des Cervarola-Sandsteins an. Die beidseitigen Kontakte sind nicht tektonisch.
2. die Normalsedimentation der Pievepelago-Formation besteht aus einer Sandstein-Mergel-Wechselfolge, die relativ weit verbreitet ist und oligozänes Alter besitzt. Die nicht olisthostromartig abgelagerten Sedimente der SV-Serie sind mergelig und ins Aquitan zu stellen. Die SV-Mergel finden sich im hier untersuchten Gebiet nur unmittelbar im Hangenden des Cervarola-Sandsteins.

Die SV-Serie wird im Liegenden durch den Cervarola-Sandstein, im Hangenden durch die Suviana-Serie und das Hangendolisthostrom begrenzt. Die Gesamtmächtigkeit der Serie kann nur angenähert mit 700 - 1000 m angegeben werden, da in den SV-Argille mit Abschiebungen gerechnet werden muß, die während der Faltung entstanden sein könnten.

2.51 Sestola-Vidiciatico-Mergel (abgekürzt: SV-Mergel)

Mit der Beendigung der Turbiditsedimentation des Cervarola-Sandsteins setzt eine zwischen 2 und 25 m mächtige Mergelfolge ein. Die SV-Mergel sind gut in den schmalen Streifen der SV-Serie aufgeschlossen, die sich einmal von Casale zum M. dei Boschi, zum anderen vom Rif. Segavecchia zum M. di Orsigna ziehen und dann nach Osten zu verschwinden. Sie gehören zu zwei verschiedenen Schuppen, zur überkippt gelagerten M. di Orsigna-Schuppe und zur Inversflügelschuppe der Zentralen Schuppenzone.

An der Ostflanke des M. Tresca gibt der Anriss der Forststraße zum M. Cavallo einen Aufschlußbereich frei, an dem der Übergang der SV-Mergel zum Cervarola-Sandstein gut zu sehen ist. Im Süden des Bereiches steht das Hangende des hier überkippten Cervarola-Sandsteins an. Auffallend ist die Gleichmäßigkeit der Grauwacken-Mergel-Wechselfolge. Fast unvermittelt setzen die Grauwackenbänke aus, und die grauen Mergel des Cervarola-Sandsteins gehen in splittrige kompakte Kalkmergel über. Im Westen und Osten der Straße schalten sich in die Kalkmergel linsenartige, 3 - 8 m mächtige Olisthostrome ein. Diese Teile der SV-Argille fallen durch ihre schwarzen feinblättrigen Schiefertone auf, in denen bis zu 30 cm große Kalkbrocken stecken. Wie bei vielen Olisthostromen erscheinen hier die Olistholithe eingeregelt und täuschen eine Schichtung vor. Die Mergelfolge in der Umgebung der Olisthostrom-Argille zeigt keine Bankung. Die Farbe der Mergel ist nicht einheitlich, sie geht von hellgrau bis schmutziggelblich. Auffallend ist die Klüftung bei dieser den Suviana-Mergeln ähnelnden Folge. Sie überzieht den ganzen Aufschluß mit einem unregelmäßigen Netz von feinen Klüften. Auch diese Kalkmergel haben eine für die Modino-Cervarola-Einheit typische schlecht erhaltene Foraminiferenfauna geliefert, sie ist aber individuenreicher als die des Cervarola-, Pievepelago- und Modino-Sandsteins.

Schlammprobe 234 (NE M.Tresca, Forststraße zum M.Cavallo) :

Dorothia brevis CUSHMAN & BERMUDEZ
Lagena cf. *asperoides* GALLOWAY & MONEY
Nodosaria sp.
Rectobolivina mexicana (CUSHMAN)
? *Globoquadrina* sp.
Globigerina sp.
Globigerina dissimilis CUSHMAN & BERMUDEZ

Das Alter dieser Probe liegt zwischen Ober-Oligozän und Aquitan.

Schwierigkeiten bereitet die Grenzziehung zwischen Cervarola-Sandstein und SV-Mergeln, sobald letztere unter 5 m mächtig sind und keine Olisthostromlinsen dazwischen geschaltet sind. Dann können diese Sedimente nämlich auch als etwas mächtigere Mergellage gedeutet werden, die die Sedimentation der letzten Bank des Cervarola-Sandsteins beendet. Derart geringmächtige Mergel stehen am Nordrand des Granaglione-Sattels und südlich Poggio di Badi an.

2.52 Sestola-Vidiciatico-Argille (abgekürzt: SV-Argille)

Der Hauptanteil der Sestola-Vidiciatico-Serie wird von auf-fallenden Schiefertönen, die mit Kalkbänken wechsellagern, gebildet. Die meisten Autoren bezeichnen dieses Gestein als 'Argille scagliose'. Aber schon T.LIPPARINI (1944) versucht eine Gliederung der 'Argille scagliose' im Raume um Porretta/Terme, indem er SV-Argille und Argille des Hangend-olisthostroms zu den 'marnoscisti grigio-verdi' zusammenfaßt. Von Interesse ist die Gliederung von E.AMADESI (1964). Er bezeichnet die SV-Argille als 'formazione di Ponte della Venturina'.

Die SV-Argille sind in 4 verschiedenen Bereichen aufgeschlossen:

1. in dem Bereich zwischen der Suviana-Serie und dem Nordrand des Cervarola-Sandsteins, zwischen Lago di Suviana und Torrente Silla
2. in den 2 kleinen Mulden auf dem Granaglione-Sattel
3. im Hangenden des Inversflügels des Monteacuto-Sattels zwischen Casale di Lizzano/Belvedere und dem Kloster südlich Granaglione
4. im Hangenden der Überkippten M.di Orsigna-Schuppe, vom Rif. Segavecchia bis zum M.di Orsigna.

Charakteristisch für die Fazies der SV-Argille westlich des Lago di Suviana sind die dunkelgrauen bis schwarzen Schiefertone, die in ungefähr 1 - 2 mm dicke und 1 - 2 mm² große Plättchen zerfallen. Ihre Fazies und Fossilarmut lassen vermuten, daß es sich um Sedimente, die in tieferem Wasser abgelagert wurden, handelt. Diese Schiefertone wechsellagern einmal mit graugrünen fossilleeren Mergeln, die linsenförmig sich meist nur auf eine Länge von 10 m erstrecken und dann auffällig oft mit 'palombinofarbenen' harten und splittrigen Kalken. Die Kalke verwittern bräunlich und schmutziggrau. Im Bruch erscheinen sie oft hellgrau, selten noch mit einer bräunlichen Tönung. Die 15 bis 110 cm mächtige Kalkbänke sind häufig infolge einer Boudinage zerrissen. Die dabei entstehenden Kalkblöcke zeigen eine charakteristische Verwitterungsform. Schichtoberfläche und -unterfläche dieser Kalkbrocken sind härter als die Seiten, die konkav ausgewittert sind. Die Kalke sind unregelmäßig von mit Kalzit verheilten Sprüngen durchzogen, die an der Ober- und Unterfläche der Bänke durch die Erosion zu Runzen erweitert sind. Die dichten Kalke erwiesen sich in allen Dünnschliffen als fossilleer. Da sie aber den Palombino-Kalken der ligurischen 'argille scagliose₁' -asc₁- (K.J.REUTTER, 1961) ähneln und das Material der SV-Argille als z.T. isopisches Sediment zu dieser Fazies aufgefaßt werden, kann man annehmen, daß auch sie hauptsächlich unterkretazisches Alter besitzen.

Im Hangendbereich der SV-Argille sind gelblich verwitternde Kalkarenite häufig, die im Dünnschliff folgende Fauna erkennen ließen:

Schliff 399 (2 km NE Ponte della Venturina):

Radiolarien
Gümbelina sp.
Globigerinella sp.
Globigerina sp.
Rotalipora appenninica (O.RENZ)
Ticinella cf. roberti (GARDOLFI)

Alter : Ober-Alb - Unter-Cenoman

Ein ganz anderes Aufschlußbild zeigen die SV-Argille westlich des Rio Maggiore. Hier und in den schon erwähnten Bereichen 2-4 ist der Gesteinsverband nicht mehr erhalten, die Lagerungszustände sind entweder chaotisch oder zeigen die durch laminares Fließen hervorgerufene Pseudoschichtung der Olisthostrome. Die Kalke und Kalkarenite sind die gleichen wie westlich des Lago di Suviana, nur treten hier bis zu 4 m³ große Ophiolithblöcke und ein größerer Olistholith, der Gabbro von Castelluccio, hinzu. Die SV-Argille der M.di Orsigna-Schuppe und des Inversflügels des Monteacuto-Sattels bzw. der Inversflügelschuppe der Zentralen Schuppenzone sowie in den zwei Mulden auf dem Granaglione-Sattel führt zahlreiche braune bis olivgrüne Mergellinsen. Größere Olistholithe wurden nicht beobachtet.

Die Kalkbänke der Argille zwischen Lago di Suviana und Rio Maggiore stimmen wenigstens im weiteren Kontaktbereich in ihrem Streichen und Fallen mit dem Cervarola-Sandstein überein. Der Gesteinsverband außerhalb dieses Bereiches aber ist überall aufgelöst. Es wird deswegen angenommen, daß im Südosten von Porretta/Terre kein Olisthostrom im engeren Sinne vorliegt, sondern daß hier die SV-Argille als Gleitmasse transportiert wurde, ohne sich in einen Schlammstrom aufzulösen. Die SV-Argille haben mit ihren Gleit- und Fließbewegungen die Normalsedimentation der SV-Mergel unterbrochen. Da das unmittelbar Hangende, die Suviana-Serie, ein Alter von Ober-Aquitän bis Burdigal ergab und das Liegende der SV-Argille vermutlich vom Ober-Oligozän bis Aquitän reicht, sind diese synsedimentäre Vorgänge mit Ober-Aquitän zu datieren.

Das Alter der SV-Argille konnte nicht genau bestimmt werden, denn die Schlammproben der Schiefertone sowie die Schiffe der Palombino-Kalke gaben keinen stratigraphischen Hinweis. Ein Vergleich mit den Nachbargebieten (K.J.REUTTER, 1966, H.HEYMANN, 1967) zeigt, daß die SV-Argille auch der mittleren Kreide angehören, entsprechend den Faunen der Kalkarenite (siehe Schliff 399).

2.521 Gabbro von Castelluccio

Als einziger größerer Olistholith innerhalb der SV-Argille steht an der Kirche von Castelluccio dieser Gabbro an. Er bedeckt eine Fläche von ungefähr 3000 m². Makroskopisch fallen an dem kuppelartig aus den SV-Argille ragenden Körper die dunklen Pyroxene auf, die in einem hellgrünen Gemisch von Kalzit und Chlorit stecken. Unter dem Mikroskop erkennt man einen Prehnitgabbro mit folgendem Mineralbestand:

Schliff 246 (Castelluccio) :

Es dominiert Karbonat und Pennin, letzterer erscheint pseudomorph nach Pyroxen. Auffallend frische Klinopyroxenreste sind randlich in Hornblende umgewandelt. An den wenigen, aber bis zu 2 mm großen Plagioklasen ist, obgleich sie stark prehnitisiert sind, noch eine deutliche Zwillingslamellierung zu sehen.

2.6 Suviana-Serie

In Übereinstimmung mit K.J.REUTTER (1966), K.HEMMER (1966), H.HEYMANN (1967) und K.RENZ (1967) wird diese Serie nach dem Ort einer besonders typischen Abfolge am Stausee von Suviana benannt. Die Sedimente dieser Serie sind die Fortsetzung der Normalsedimentation der Modino-Cervarola-Einheit, die durch die SV-Argille unterbrochen wurde. Die Suviana-Serie läßt sich im untersuchten Gebiet in 1. Suviana-Mergel und 2. Suviana-Sandstein gliedern.

Zwischen 1867 und 1890 tauchen in der italienischen Literatur immer wieder Publikationen auf, die sich mit dem geologisch interessanten Raum um Porretta/Terne beschäftigten. Dem dort anstehenden Sandstein wurde dabei besondere Beachtung zuteil. G.BIANCONI (1867) gibt ihm den Namen 'Macigno porrettano' und parallelisiert ihn mit dem 'Macigno appenninico' und den Sandsteinen bei Vergato. Alle drei Vorkommen werden von ihm ins Miozän gestellt.

G.CAPPELLINI (1880), P.PRINCIPI (1930) und auch T.LIPPARINI (1944) führen eine stattliche Anzahl von Lamellibranchiaten an, die wahrscheinlich alle aus der Umgebung von Porretta/Terme stammen, wo bis vor kurzem der Suviana-Sandstein in einem Steinbruch abgebaut wurde. Genannte Autoren stellen den 'Macigno di Porretta' ins Langhiano. Mit L.DAINELLI (1951) beginnen Bestrebungen, die Suviana-Serie mit der *Formazione marnoso-arenacea* zu korrelieren. L.DAINELLI und G.MERLA (1957) setzen die Suviana-Serie samt einem nördlichen Streifen im Bereich des Cervarola-Sandsteins dem eben erwähnten Sediment der umbro-romagnolischen Fazies gleich. R.GHELARDONI et al. (1962) fassen hingegen die 'marne di Civago' (Suviana-Mergel) als Übergangsfazies und den Suviana-Sandstein erst als die '*Formazione marnoso-arenacea*' auf. Das Alter dieser Serie wird mit Oligozän bis Unter-Miozän angegeben. Eine ganz andere Ansicht vertritt E.AMADESI (1965). Er kommt zu dem Ergebnis, daß der Macigno (Cervarola-Sandstein) vom oberen Langhiano bis zum unteren Helvetiano reicht, die '*Formazione di Porretta/Terme*' (Suviana-Serie) dagegen schon zwischen Oligozän und Aquitan abgelagert wurde. Aus dem Grunde postuliert E.AMADESI (1965) eine parautochthone Stellung der Suviana-Serie und führt dazu aus, daß 'si può quindi supporre che questa formazione si sia sedimentata sulla prima coltre' (*Formazione di Ponte della Venturina* = SV-Serie) 'in un area a SO (Südwest) dell'attuale ... e che successivamente sia stata ricoperta della seconda coltre alloctona' ('terreni caotici ofiolitiferi').

Schon F. SACCO (1895) erwähnt, daß der 'Macigno di Porretta' sich von Porretta/T. bis zum Lago Brasimone erstreckt. Westlich des untersuchten Gebietes scheint sich die Suviana-Serie bis Sassolera, 3 km westlich Montecreto fortzusetzen (K.J.REUTTER, 1966). Demnach kann die Suviana-Serie über eine Strecke von mehr als 30 km verfolgt werden.

2.61 Suviana-Mergel

Nach einer kurzen durch das SV-Olisthostrom verursachten Unterbrechung im Aquitan beginnt in dem Sedimentationsbereich der Modino-Cervarola-Einheit erneut die Normalsedimentation mit gelbbraunen, oft von braunen Manganhäutchen überzogenen Mergeln, die keine Schichtung erkennen lassen. Sie sind von vielen feinen Klüften durchzogen, die das kompakt wirkende Gestein in grobe vielkantige Stücke zerlegen. Bei Suviana und südlich Magarone treten in den Mergeln vereinzelt Hornsteinlinsen auf, die bis zu 1,5 m lang und 2 cm dick werden. Ebenfalls bei Magarone erscheinen im Hangenden der Mergel harte splittrige glimmerreiche Kalkmergel.

Die Schlammproben der Suviana-Mergel weisen fast immer eine individuenreiche Mikrofauna auf, wobei die planktonischen Foraminiferen zahlenmäßig hinter den benthonischen zurücktreten. Das Verhältnis ist jedoch von Schlammprobe zu Schlammprobe verschieden.

Schlammprobe 239 (200 m ESE Suviana):

- Radiolarien
- Bolivina sp.
- Cibicides cushmani (NUTTAL)
- Gyroidana cf. girardana REUSS
- Cyclamina sp.
- Saccamina sp.
- Globigerina sp.
- Globigerina dissimilis CUSHMAN & BERMUDEZ
- Globoquadrina dehiscens BLOW & BANNER
- Globigerinoides trilobus (REUSS)

Globigerinoides trilobus und Globoquadrina dehiscens weisen auf Ober-Aquitan hin. Da jedoch Orbulinen zu fehlen scheinen, die nach H.M.BOLLI (1959) und F.E.EAMES, F.T. BANNER, W.H.BLOW und W.J.CLARKE (1962) im obersten Aquitan, in der Globorotalia fohsi barisanensis-Zone erstmals auftreten, reicht das Alter der Suviana-Mergel im untersuchten Gebiet vermutlich nicht an die Grenze Aquitan-Burdigal.

Wie schon erwähnt schalten sich im Hangenden der SV-Argille mit Ausnahme der Umgebung von Porretta/Terme schmutziggelbe bis olivgrüne Mergellinsen ein, die zu der Grenze zu den Suviana-Mergel zuzunehmen scheinen. Ein unmittelbarer Kontakt zwischen beiden Sedimenten ist jedoch nicht aufgeschlossen. Südlich Puzzola di Porretta/Terme tritt die gebankte Schiefertong-Kalk-Wechselfolge der SV-Argille fast an die Suviana-Serie heran, die Mergellinsen fehlen aber. Hier ist eine Diskordanz zu erkennen, die eine Folge des Gleitprozesses ist. Sie ist nicht auf tektonische Bewegungen zurückzuführen, die die Modino-Cervarola-Einheit vor der Ablagerung der Suviana-Mergel betrafen.

Die Suviana-Mergel sind nicht durchgehend zu verfolgen, sondern fehlen gelegentlich. Auch ihre Mächtigkeit ist nicht konstant. So sind sie, nach Westen abnehmend, bei Suviana 15 bis 60 m mächtig. In der Umgebung von Porretta stehen nur noch ca. 1 - 15 m an. 1,2 km nordwestlich Castelluccio, bei den Case Rossi beträgt die Mächtigkeit der Suviana-Mergel 15 m. Zwischen einem Punkt 300 m WNW Suviana bis zum Tal der Castellina und vom Ortsausgang in Porretta nach Castelluccio zu den Case Rossi, sowie von dort bis ungefähr 1 km nordwestlich des Torrente Silla sind die Suviana-Mergel nicht aufgeschlossen.

2.62 Suviana-Sandstein

Im Kontaktbereich von Suviana-Mergel und -Sandstein fällt auf, daß die Sandsteine meist ohne Übergang einsetzen. Auch fehlen innerhalb des Suviana-Sandsteins oft mergelige Zwischenlagen oder sie treten nur als 5 cm breite Bänder auf. Eine Ausnahme scheint die Typuslokalität bei Suviana zu sein. Dort wechsellagern auch an der Basis des Suviana-Sandsteins 5 - 30 cm dicke Mergellagen mit 80 - 140 cm mächtigen Grauwacken.

Im Hangenden des Suviana-Sandsteins bei Suviana scheint an einigen Stellen, so südlich Cavanna, nach dem Aussetzen

der Turbiditbänke erneut eine Mergelsedimentation zu beginnen. Die maximal 8 m mächtigen Mergel gleichen in ihrem Aussehen den Suviana-Mergeln, doch erwiesen sich die Schlammproben als steril. Weder zum Suviana-Sandstein im Liegenden noch zum Hangend-Olisthostrom im Hangenden sind Kontakte aufgeschlossen. Ihre geringe Mächtigkeit und ihr seltenes Auftreten weisen den Mergeln nur lokale Bedeutung zu.

Die Sandsteine verwittern dunkelbraun, oft schwärzlich. An frischen Bruchflächen erscheinen sie blaugrau. Ab und zu sind im Hangenden der Grauwackenbänke spindelförmige Tonschmitzen angeschnitten, die mit ihren Längsachsen parallel zur Schichtung angeordnet sind.

Petrographisch kann der Suviana-Sandstein als feldspatische Grauwacke angesprochen werden:

Schliff 123 a (Puzzola di Porretta/Terre) :

In einer kalkig-tonigen Matrix dominieren 1-2 mm große, wenig zersetzte Kalifeldspäte und etwas kleinere, eckige Quarze. Neben wenig Mikroklin, Muskowit und Apatit fallen frische, grüne Hornblenden auf. An Fossilien und deren Reste sind zu erwähnen:

Seeigelstachel

Bryozoenreste

unbestimmbare, benthonische Foraminiferen

Globorotalia sp.

Globigerina s.

umgelagerte Globotruncanen

Eine Altersangabe kann auf Grund dieses Schliffes nicht gemacht werden. Doch konnte K. HEMMER (1966) in Übereinstimmung mit R. GHELARDONI et al. (1962) in den Basismergeln des Suviana-Sandsteins am M. di Bagno Orbulinen nachweisen. Danach kann das Alter des Suviana-Sandsteins mit Burdigal angegeben werden. - An Makrofossilien wurden nur im Hangenden des Suviana-Sandsteins bei Porretta/Terre stark bituminöse, schlecht erhaltene Lamellibranchiaten beobachtet.

Wie alle Sandsteine der Modino-Cervarola-Einheit so ist auch der Suviana-Sandstein vorwiegend durch 'turbidity currents' abgelagert worden. Darauf weisen die in wechselhafter Anzahl und Qualität auftretenden Unterflächenmarken, wie 'flute' und 'groove casts' (Strömungsrichtung

aus WNW) und die manchmal sehr deutliche Gradierung und Laminierung hin.

Wie bei den Suviana-Mergeln ist auch die Mächtigkeit des Suviana-Sandsteins nicht konstant. So ist der Suviana-Sandstein westlich der Staumauer ca. 120 m, 150 m westlich der Kirche von Suviana aber nur noch 20 m mächtig. Im Tal der Castellina ist die Grauwackenfolge überkippt und biegt im Einfallen nach Süden um. Das Streichen des Suviana-Sandsteins liegt meist bei 110° . Östlich Porretta/T. beträgt die Mächtigkeit etwa 60 m am Ortsausgang Richtung Castelluccio 10 m.

Die Mächtigkeitsschwankungen der Suviana-Serie werden folgendermaßen erklärt. Man kann annehmen, daß die Suviana-Serie auf einem ungleichmäßigen submarinen Relief des SV-Olisthostroms abgelagert wurde, so daß in Vertiefungen mehr und auf den Schwellen weniger oder nichts zum Absatz gelangte. Außerdem könnte man vermuten, daß sich die SV-Argille während der Sedimentation der Suviana-Serie noch bewegten und dadurch Unregelmäßigkeiten in dieser Serie entstanden.

2.7 Hangend-Olisthostrom

Dieser Name wurde von K.J.REUTTER (1966) für das stratigraphisch Hangende der Modino-Cervarola-Einheit vorgeschlagen. Das Olisthostrom weist samt seiner Olistholithe auf die während des Unter-Miozän sich ständig steigernde Bodenunruhe hin. Fazies und Alter nach stammt es aus dem gleichen Gebiet wie die Pievepelago- und Sestola-Vidiciatico-Argille. Die Lage des Ursprungsgebietes und der Herkunftsrichtung dieser Olisthostrome anzugeben ist sehr schwierig und mit vielen Unsicherheiten behaftet. Das Herkunftsgebiet kann eine Schwellenzone gewesen sein, auf der während der Oberkreide nicht sedimentiert wurde. Vorstellbar wäre auch, daß die Argille von ihrem stratigraphisch Hangenden durch Falten und Störungen zwischen Cenoman und Unter-Eozän getrennt wur-

den. Durch erneute tektonische Unruhe bedingt glitten Teile der Argille in Form von Olisthostromen in das Flyschbecken der Toskaniden II und der Modino-Cervarola-Einheit (Emilianiden I). Als vermutliche Herkunftsrichtung kommen NE, W und SW in Betracht, doch wird betont, daß die Olisthostrome wahrscheinlich nicht dem ligurischen, sondern einem emilianischen Faziesraum entstammen, es werden deswegen kleinere Transportweiten für die Olisthostrome dieser Einheit angenommen.

2.71 Hangend-Argille

Die Ankunft der Gleitmassen, die das Hangend-Olisthostrom aufbauen, beendet im Burdigal die Sedimentation der Suviana-Serie. Zur Ausbildung einer Normalsedimentation kam es nicht mehr, sieht man von den geringmächtigen Mergelvorkommen im Hangenden des Suviana-Sandsteins bei Suviana ab.

Wie die SV-Argille bestehen auch die Argille im Hangenden der Modino-Cervarola-Einheit aus meist schwärzlichen Schiefertonen und hellen Kalken. Trotzdem sind vor allem im Gebiet zwischen Rio Maggiore und Lago di Suviana Unterschiede vorhanden :

1. In den SV-Argille zwischen Rio Maggiore und Lago di Suviana bleibt weitgehend der primäre Schichtverband gewahrt. Zum Teil treten 'Boudinage'-Erscheinungen, kleine Spezialfalten und, westlich des Rio Maggiore, die bei Olisthostromen vorkommende Pseudoschichtung auf. In den Hangend-Argille wurde all das nicht beobachtet. Die Lagerungsverhältnisse sind hier zum größten Teil chaotisch. E.AMADESI (1964) nennt sie aus diesem Grunde auch 'terreni caotici ofiolitiferi'
2. Das SV-Olisthostrom führt nur einen größeren Olistholithen mit sich, das Hangendolisthostrom dagegen mehrere, die z.T. in Alter und Fazies stark voneinander abweichen. Die Hangend-Argille sind im Gegensatz zu den SV-Argille reich an kleineren Gesteinsblöcken, die überwiegend in die Unter-Kreide und ins Eozän gehören.

An den Stellen, an denen die Suviana-Serie nicht aufgeschlossen ist, bleibt die Grenzziehung zwischen Hangend- und SV-Argille problematisch. Besonders im Westen von Porretta/Terme, wo auch die Sestola-Vidiciatico-Argille

ziemlich chaotische Lagerungsverhältnisse zeigen, ist die Grenze zwischen den Hangend- und SV-Argille nicht erkennbar.

Ob die Hangend-Argille einem oder mehreren Schlammströmen ihre Entstehung verdanken, ist nicht zu beantworten. Auch die Mächtigkeit der Hangend-Argille kann nicht genau angegeben werden, da in den Argille Störungen und Falten nicht erkannt werden können. Sie dürfte zwischen 600 und 1000 m liegen.

Die Schlammproben der Schiefertone blieben ohne Ergebnis. Die kleineren Olistholithe ergaben Hinweise über ihre verschiedene altersmäßige Stellung. Neben den Kalken und Kalkareniten, wie sie teilweise auch in den SV-Argille vorkommen, treten Kalksandstein- und Ophiolithbrocken auf. Ihre Größe reicht von wenigen mm dicken Plättchen zu mehreren m³ großen Blöcken. Manche der Kalke und Kalksandsteine sind fossilführend, ihr stratigraphisches Ergebnis zeigt, daß diese zu größeren Olistholithen gehören.

Schliff 87 (250 m W La Casetta) :

Hantkenina sp.
zahlreiche, dickschalige Tertiärglobigerinen
Globorotalia sp.
? Acarenina sp.
Miliolidae sp.

Alter : ? Mittel-Eozän

Schliff 115 (200 m SE Case Mappiana) :

Radiolarien
Gümbelina sp.
Cadosina sp.
Praeglobotruncana stephani (GANDOLFI)
Globigerina aff. infracretacea GLAESSNER

Alter : Cenoman - U.Turon

2.711 Olistholithe des Hangend-Olisthostroms

In der Hangend-Argille stecken zahlreiche isoliert vorkommende Gesteinskörper, die keinem größeren Gesteinsverband angehören. Teilweise werden sie als Klippen angesehen (T.LIPPARINI, 1944), doch den Geländegegebenheiten nach erscheint es richtiger zu sein, sie als Olistholithe innerhalb

des Hangend-Olisthostroms aufzufassen. Entweder hat das Olisthostrom sie während der Bewegung des Schlammstroms mitgerissen, oder sie sind nach der Sedimentation der Argille in der Unter-Kreide durch submarine Bergstürze oder Gleitmassen in dieses Sediment hineingelangt.

2.7111 Ophiolithe

Die Ophiolithe treten an Zahl und Flächengröße hinter den anderen Olistholithen zurück. Sie fallen oft als dunkle Geländekuppen in den wenig bewachsenen Argille auf. Neben kaum 20 m² großen Flecken bei Cavanna und im Tal der Rovinaia sind eigentlich nur zwei größere Ophiolithvorkommen zu erwähnen, eines bei Lizzo, das andere bei Le Piane.

Bei Lizzo steht ein von der Erosion stark angegriffener Gabbro an, der weitgehend zu Grus zerfallen ist. Bei größeren Gesteinsbrocken fallen die großen, glänzenden Diallage auf, die in einer grünlich-gelben Grundmasse stecken.

Schliff 156 (350 m SSW Lizzo) :

Zwischen tektonisch stark beanspruchten und saussuritisierten Feldspäten sind große randlich zersetzte Diallage zu erkennen. Daneben erscheinen aber auch Chlorit, parkettierender Prehnit und viel Erz.

Der fast 120 m im Durchmesser große kuppelförmige Ophiolith im Tal der Castellina wurde schon von L.BOMBICCI (1877) als 'eufotide' (Gabbro) beschrieben. Er wies dabei besonders auf den Prehnit- und Datolithgehalt dieses Vorkommens hin. Schliff 158 wurde diesem Gabbro entnommen und zeigt folgenden Mineralbestand :

Neben chlotitisierten Augiten sind Feldspatrelikte zu erkennen, die nur im südlichen Teil des Schliffes durch eine Zwillingslamellierung als Plagioklase anzusprechen sind. Die Feldspäte (Plg.) sind prehnitisiert. Unter den Chloriten ist der Klinochlor häufiger als der Pennin. Daneben tritt noch reichlich Erz auf.

2.7112 Kalk von Serra Volpara

5 km östlich Porretta/Terre steht an den Talhängen der Castellina ein auffallend heller Kalk an. Er fällt mit ca. 10° nach Nordosten ein und ist zwischen 30 und 100 m mächtig, wobei die Mächtigkeit von Ost nach West zuzunehmen scheint. Die kompakten schmutziggelben bis hellgrauen Kalkbänke sind bis zu 5 m mächtig und wechsellagern mit maximal 10 m mächtigen hellbraunen und ungeschichteten Mergellagen. Die Kalkmassen stehen am Hang in verschiedenen großen Abständen unregelmäßig gestaffelt übereinander an.

Die Kalkbänke lassen keine interne Schichtung erkennen. Sie werden von zahlreichen Klüften durchzogen, die bei meist saigerem Einfallen Maxima bei 5 und 110° zeigen.

In den Schliffen 2 a und 109 (Serra Volpara, 100 m SE) erbrachten die dichten Kalke im wesentlichen die gleiche Mikrofauna, wie sie in den Schlammproben der Tonmergel vorliegt:

Schlammprobe 118 b (Tal der Castellina, 250 m NE Le Piane) :

- Radiolarien
- Gümbelina sp.
- Cadosina sp.
- Globigerina sp.
- Globigerina infracretacea GLAESSNER
- Globigerinella sp.
- Rotalipora cf. appenninica (O.RENZ)
- Rotalipora reicheli MORNEAUD
- ? Planomalina cf. buxtorfi (GANDOLFI)
- Praeglobotruncana stephani (GANDOLFI)

Fast alle Fossilien weisen auf Mittel bis Ober-Cenoman hin. Unerklärlich ist das Auftreten der Planomalina buxtorfi, sie muß umgelagert sein.

T.LIPPARINI (1944) parallelisiert diese Kalke mit der Suviana-Serie. E.AMADESI (1964) faßt sie mit dem Kalk von Suviana und Ca' de Lolli zu 'zolle inglobate, prevalenza della facies calcarea' zusammen. Über die altersmäßige Stellung äußert sich AMADESI nicht näher.

2.7113 Kalk von Suviana

Er wurde nach Absprache mit K. HEMMER (1966) nach der Ortschaft Suviana benannt. Er ist in mehreren Vorkommen nördlich der Staumauer des Lago di Suviana aufgeschlossen. Meist fällt er als Platte mit von Aufschluß zu Aufschluß wechselndem Neigungswinkel nach Norden ein. An zwei Stellen zeigt er interne Falten.

Der Kalk von Suviana beginnt im Liegenden mit bis zu 80 cm mächtigen Bänken, die bald dünnbankigen splittrigen Kalken weichen. Zwischenlagen mit feinblättrigen schwarzen Schiefer-tonen treten erst im Hangenden auf.

Unter dem Mikroskop erscheinen dichte feinkörnige Kalkarenite mit bis zu 0,3 mm großen, vereinzelt eckigen Quarzen, etwas Biotit und Erzpartikeln (Schliff 114). Im Dünnschliff zeigt der Kalk von Suviana auch eine kleinwüchsige und individuenarme Fauna, die folgende Foraminiferen aufweist :

Schliff 114 (400 m S Staumauer von Suviana) :

Heterohelix sp.
Globigerina sp.
Globigerinella sp.

Das Alter des Kalkes von Suviana ist damit nicht eindeutig zu bestimmen. Da jedoch Globorotalien und Globotruncanen fehlen, wird vermutet, daß das Alter zwischen Dan und Unter-Paläozän liegt.

2.7114 Kalk von Ca' de Lolli

Diese Sandkalke sind in gestörter Lagerung bei Ca' de Lolli unweit Porretta/Terme aufgeschlossen. Ihre Gesamtmächtigkeit beträgt ungefähr 35 m. Die zwischen 25 und 50 cm mächtigen Sandkalke sind hellgrau, im frischen Bruch blaugrau. Ihre Gradierung ist kaum sichtbar. Sie zeigen auffallende Beispiele einfacher und konvoluter Lamination. Im Hangenden der Sandkalke setzen Zwischenlagen aus etwa 5 cm dünnen, dunklen mergeligen Schiefertönen ein. Schlammproben daraus erwiesen sich als steril, wohingegen die Dünnschliffe der

Sandkalke einen, wenn auch nicht eindeutigen, stratigraphischen Hinweis erbrachten. Dünnschliff 140 (Ca' de Lolli) zeigt einen dichten Kalk mit Tonverunreinigungen und relativ vielen bis zu 0,2 mm großen, gerundeten Quarzkörnern. Eine Gradierung ist nur schwach entwickelt.

Neben umgelagerten Foraminiferen wie

Globotruncana lapparenti tricarinata BROTZEN (QUEREAU)
Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN

wurden noch

Globigerina sp.
Globorotalia (Acarenina) sp. festgestellt.

Das Alter kann nach dieser Fauna ungefähr mit Eozän angegeben werden.

2.7115 Mergel von Casola

Sie sind an insgesamt vier Stellen aufgeschlossen, bei Casola Poggio Barone, Prarossa und Monferrone, wobei das Vorkommen bei Monferrone nicht in der Geologischen Karte dieser Arbeit erscheint, weil es nur eine Fläche von ca. 30 m² bedeckt. Die anderen Mergelvorkommen bedecken 200 und 2000 m² große Gebiete. Auffallend ist das Fehlen einer Schichtung und die große Anzahl kreuz und quer verlaufender Klüfte, die unter Umständen auf eine starke tektonische Beanspruchung hindeuten kann. Kontakte zur Hangend-Argille sind wie bei allen anderen Olistholithen vorhanden. Sie sind aber wegen des meist chaotischen Zustandes der Hangend-Argille nicht deutbar. Eine Mächtigkeitsangabe kann nicht gemacht werden.

Die gelblichgrauen Mergel brechen schiefrig und sind oft etwas sandig. In ihnen stecken vereinzelt taubeneigroße Kalksandsteinkonkretionen. Im Dünnschliff 141 (Poggio Barone, 100 m W) fallen neben dem Quarzreichtum Discocyclus- und Amphisteginenquerschnitte auf.

Die Mergelschlammproben zeigen folgende Fauna :

Schlammprobe 148 (Poggio Barone, 100 m W)

Radiolarien

Chrysalgonium sp.

Chrysalgonium cf. longicostatum CUSHMAN & BERMUDEZ

Hyperammina sp.

Pleurostomella sp.

Lagena sp.

Nodosaria sp.

Eponides sp.

\ Cibicides perlucidus KOCH

Globigerina sp.

Globigerina tripartita tripartita KOCH

Die Mergel von Casola besitzen danach oligozänes Alter.

2.7116 Sandkalk von Torre Malavita

Der Sandkalk ist ringsum von den Cantiere-Argille umgeben. Wie im tektonischen Teil noch näher erläutert wird, kann man bei diesem Gestein annehmen, daß diese Klippe innerhalb der Cantiere-Monghidoro-Einheit aus dem Hangend-Olisthostrom stammt.

Der Sandkalk ist in drei vermutlich voneinander isolierten Vorkommen aufgeschlossen. In seiner Fazies und auch im Alter ähnelt er dem Kalk von Bardalone, einem Olistholith in den Pievepelago-Argille. Bis zu 1,5 m mächtige hellbraun bis dunkelgrau verwitternde Sandkalke wechsellagern mit stark geschiefertem schmutzigbraunen Mergeln. Laminieren erscheinen sie nur selten, eine Gradierung ist nicht sichtbar. Die Gesamtmächtigkeit schwankt zwischen 80 und 120 m.

Im Liegenden des südlichsten Vorkommens steht ein 3 cm dickes Band einer Fossilbrekzie an :

Schliff 248 (150 m SW Torre Malavita) :

Nummulites sp.

Alveolina sp.

Discocyclina sp.

Orbitoidae sp.

Truncorotalia sp.

Amphistegina sp.

Globigerina sp.

Das Alter der gefundenen Fossilien liegt zwischen Paläozän und Eozän. Besser ließen sich die Mergelschlammproben zeitlich einordnen. Sie weisen einen großen Individuenreichtum auf, nur ist ihr Erhaltungszustand schlecht. Auch sind sie im Verhältnis zu ihrer Anzahl artenarm.

Schlammprobe 250, 251, 252 (400 m NE, 300 m SW, 300 m NW Torre Malavita) :

Rhabdammina sp.
 Chrysalgonium sp.
 Lagen a sp.
 Bulivina sp.
 Ellipsoidina cf. ellipsoides SEG.
 Globorotalia velascoensis (CUSHMAN)
 Globorotalia cf. marginodentata SUBBOTINA
 Globorotalia bullbrookii BOLLI
 Globorotalia cf. aragonensis NUTTAL
 Globorotalia cf. spinolosa CUSHMAN
 Globorotalia sp.
 Globigerina sp.
 Globigerina cf. primitiva FINLAY
 Globigerina cf. boweri BOLLI
 Globigerina linaperta linaperta FINLAY

Der Sandkalk von Torre Malavita besitzt danach ein Alter von Ober-Paläozän bis Unter-Eozän.

2.8 Stratigraphischer Vergleich Toskaniden II - Modino-Cervarola-Einheit (Emilianiden I)

Eine Gegenüberstellung dieser beiden Einheiten ist deshalb wichtig, weil fast alle Autoren die Modino-Cervarola-Einheit als Fortsetzung der Macigno-Sedimentation auffassen (F.SACCO, 1893, G.MERLA, 1957, R.NARDI und M.TONGIORGI, 1962 u.a.) Diese Ansicht wird scheinbar auch durch speziellere Arbeiten gestützt. So untersuchten C.CIPRIANI und P.MALESANI (1964) mit Difraktometeranalysen einer Vielzahl von Gesteinsproben den Hauptkamm-Macigno sowie die Sandsteine der Modino-Cervarola- und Cantiere-Monghidoro-Einheit. Sie kamen im wesentlichen zu dem Ergebnis, daß die toskanisch-romagnolischen Sandsteinsfolgen von SW nach NE in drei Zonen, in 'Macigno', 'formazione del Mugello' und 'formazione marnoso-arenacea' gegliedert werden können. Nach diesen Untersuchungen würde sich der 'Macigno' durch Kalkarmut und das Fehlen von Dolomit,

die 'formazione marnoso-arenacea' durch Dolomit- und Kalkreichtum auszeichnen. Die 'formazione del Mugello' wird als Übergangsfazies betrachtet.

Den Untersuchungsergebnissen fügen C.CIPRIANI und P.MALESANI (1964) eine geologische Karte bei, in der die Grenzen der drei Zonen eingetragen sind. Die merkwürdige Grenzziehung zwischen der 'formazione marnoso-arenacea' und der 'formazione del Mugello' im Gebiet des Oberen Reno-Tales, die im Westen bei Casale di Lizzano in Belvedere beginnend zuerst auf der Faltenachse des Granaglione-Sattels und dann diagonal durch die Inversflügelschuppe der Zentralen Schuppenzone verläuft, lassen zumindest Zweifel an der praktizierten Gliederung aufkommen, zumal zu einem großen Teil die Grenzlinien nach den geologischen Karten von L.DAINELLI (1951) und G.MERLA (1957) gezogen zu sein scheinen.

C.CIPRIANI und P.MALESANI versuchen mit qualitativen Difraktometeranalysen quantitative Aussagen zu machen. Die Fehlergrenzen steigern sich dadurch erheblich, denn es wurde der mangelhaften Beschreibung der Versuchsdurchführung zufolge weder eine Eichsubstanz benutzt, noch auf eine geringe Korngrößenvarianz geachtet. Die angegebene Fehlergrenze von 1% ist bei einer Korngröße von 100μ viel zu niedrig. Wird nun mit einem VIDEA-Bohrer und einem 100μ -Sieb die Untersuchungssubstanz hergestellt, so ist auf Grund der Probennahme und -aufbereitung einerseits und der unterschiedlichen Härte und Spaltbarkeit der Mineralien andererseits das Gesteinsmehl nicht repräsentativ genug für das untersuchte Gestein. Es wurde auch vermutlich nicht berücksichtigt, daß je größer das Korn der untersuchten Substanz ist, desto geringer der 'peak' im Difraktometerdiagramm wird. Aber gerade die 'peaks' wurden zur Beurteilung des quantitativen Gehalts von Dolomit u.a. herangezogen, ein Maßstab wurde dabei nicht angegeben.- Bei Difraktometeranalysen wird im allgemeinen eine Korngröße von $< 30\mu$ benutzt. Selbst unter Zuhilfenahme einer Eichsubstanz beträgt hier die relative Genauigkeit ungefähr 5%.- Die Kritik an

der Versuchsdurchführung kann bei der Probennahme weitergeführt werden. Der Verlauf der Grenzen im hier untersuchten Gebiet läßt vermuten, daß die Proben ohne Berücksichtigung der stratigraphisch-tektonischen Verhältnisse genommen wurden.-

Eine von G.MERLA (1957) u.a. abweichende Auffassung vertreten K.J.REUTTER und G.W.SAMES (1964) und K.J.REUTTER (1966). Sie postulieren neben dem ligurischen und toskanischen einen emilianischen Faziesbereich. Im Gegensatz zu R.NARDI und M.TONGIORGI (1962) faßt K.J.REUTTER (1966) die im Hangenden des Hauptkamm-Macigno (Toskaniden II) anstehenden Gesteine zu einer selbständigen tektonischen Einheit der Emilianiden, zur Modino-Cervarola-Einheit zusammen, die auf den Macigno tektonisch aufgeschoben sein soll.

Die Untersuchungen im Bereich des oberen Reno-Tales zeigen zusammenfassend folgendes stratigraphisches Ergebnis :

Die nichtmetamorphen Toskaniden II reichen vom Paläozoikum bis ins Unter-Miozän. Erst mit den oligozänen Rovaggio-Mergeln beginnt die Flyschfazies, die sich im Hauptkamm-Macigno fortsetzt. Sie endet mit den Mergeln von Pontecchio, die nach K.J.REUTTER (1966) u.a. ins Unter-Miozän gehören.

Die Modino-Argille können als das stratigraphisch Liegende der Modino-Cervarola-Einheit angesehen werden. Sie sind offenbar keine ligurischen Sedimente - es sei denn, es handelt sich um höhere, bisher unbekannte ligurische Einheiten -, da die Liguriden I - III (K.J.REUTTER, 1961) jede für sich keine so vollständige Abfolge vom Apt bis ins Eozän darstellen (K.J.REUTTER, 1966) und lithologisch anders entwickelt sind. Innerhalb der Modino-Basisserien und von den Marmoreto-Mergeln zum Modino-Sandstein bestehen Übergänge.- Mit den ober-eozänen Fiumalbo-Schiefern setzt in der Modino-Cervarola-Einheit bereits Flyschfazies ein, während bei den Toskaniden II zur selben Zeit noch Scaglia rossa sedimentiert wird. Schön im Eozän beginnen mit dem Einsetzen der Turbiditgesteine synsedimentäre Bewegungen, die zur Brekzienbildung, zu Olisthostromen usw. führten. Diese Bewegungen verstärken sich

zusehends vom Ober-Oligozän zum Unter-Miozän. Vom Hauptkamm-Macigno werden, obwohl es ein isopisches Sediment zum Cervarola-Sandstein und seiner hangenden Serien ist, nur selten Olisthostrom-Einschaltungen beschrieben. So berichteten K.J.REUTTER (1966) und K.GÜNTHER, daß die Olisthostrom-Einschaltungen im Hangenden des Hauptkamm-Macigno von NE nach SW auskeilen und deswegen möglicherweise aus einem nördlich vom Toskanikum gelegenen emilianischen Faziesbereich kamen.

Sollten sich aber die Ober-Eozän-Faunen der Fiumalbo-Schiefer als umgelagert und das von K.J.REUTTER (1966) und K.GÜNTHER (1966) postulierte Unter-Miozän des Macigno-Dach's als von nur lokaler Bedeutung erweisen, so sind nur noch wenige schwerwiegende stratigraphische Argumente vorhanden, die gegen die von R.NARDI (1965) vertretene Ansicht sprechen, die besagt, daß die Modino-Cervarola-Einheit semiautochthon 'sul fronte della falda toscana' sedimentiert wurde. Das Wandern des oligo-miozänen Flyschtroges nach NE und die semiautochthone Stellung der Modino-Cervarola-Einheit würden die Olisthostrome und synsedimentären Erscheinungen erklären.

2.9 Stratigraphischer Vergleich Modino-Cervarola-Einheit - Formazione marnoso-arenacea

Vor 15 Jahren begannen verschiedene Autoren das Hangende der Normalsedimentation der Modino-Cervarola-Einheit mit der Formazione marnoso-arenacea gleichzusetzen.

L.DAINELLI (1953) faßt einen nördlichen Streifen im Bereich des Cervarola-Sandsteins und die Suviana-Serie zur 'formazione marnoso-arenacea' zusammen. R.GHELARDONI et al. (1962) nehmen dagegen an, daß die Sestola-Vidiciatico-Mergel und Suviana-Mergel ('marne di Civago') eine Übergangsfazies ist, der Suviana-Sandstein aber schon zur 'formazione marnoso-arenacea' gehört.

Es ist nicht ausgeschlossen, daß die Suviana-Serie insgesamt eine Übergangsfazies zur Formazione marnoso-arenacea darstellt, wie es die geologischen Verhältnisse östlich des Passo della Futa andeuten. Die Formazione marnoso-arenacea selbst ist im untersuchten Gebiet aber nicht vertreten, wie es folgender mikropaläontologischer Vergleich mit den Ergebnissen von W.STERN (1965) und W.FREY (1966) zeigt :

1. Der Erhaltungszustand der Mikrofaunen ist in der Modino-Cervarola-Einheit schlecht, der in der F. marnoso-arenacea durchweg gut. Die Mikrofossilien der Normalsedimentation der Emilianiden I sind immer mehr oder weniger schwärzlich-bituminös verfärbt.- In der F.marnoso-arenacea wurde das nicht beobachtet. In diesem Schichtglied der umbromagnolischen Fazies zeigt aber jede Schlammprobe eine reiche stratigraphisch brauchbare Fauna.- Beim Cervarola-Sandstein bringt nur jede fünfte, bei den Sestola-Vidiciatico- und Suviana-Mergeln jede zweite Probe wenige, stratigraphisch kaum brauchbare Mikrofossilien.
2. Überwiegen bei den Faunen der F.marnoso-arenacea die planktonischen Foraminiferen, so fällt bei den Schlammproben, die dem Cervarola-Sandstein, den SV-Mergeln oder der Suviana-Serie entnommen wurden, die relativ hohe Zahl der benthonischen Formen auf.

3. Cantiere-Monghidoro-Einheit (Emilianiden II)

Dieser Begriff wurde von K.J.REUTTER (1966) eingeführt. Es wird darunter eine allochthone tektonische Einheit verstanden, die im Kartierungsgebiet eine vom Ober-Jura bis ins Ober-Aquitän reichende stratigraphische Abfolge umfaßt. Die Namensgebung orientierte sich an den Gebieten, in denen die Abfolge am besten aufgeschlossen ist, nämlich zwischen den Flüssen Savena und Idice in der Umgebung der Ortschaft Monghidoro.

Die Cantiere-Monghidoro-Einheit soll neben anderen kräta-zischen Alberese-Einheiten im Westen des Nordapennins nach K.J.REUTTER und C.W.SAMES (1964) u.a. zum emilianischen Faziesbereich gehören. Fast alle italienischen Autoren sind dagegen der Meinung, daß diese Einheiten als allochthone Gleitmassen aus dem Ligurikum stammen. Aber selbst wenn die Cantiere-Monghidoro-Einheit von SW als Decke herangeeglitten sein sollte, müßte sie aus einem besonderen Teiltrog des Ligurikums stammen, dessen Fazies sich von der normalen, ligurischen unterscheidet.- In der hier vorliegenden Arbeit wird angenommen, daß die Emilianiden II vermutlich während des Miozäns innerhalb des Emilianikums allochthon bewegt wurden (siehe Kapitel E, 5.3).

K.J.REUTTER (1966) stellt für diese Einheit folgende allgemeine Schichtfolge auf :

- | | |
|------------|--|
| | 6. Molasse von Loiano (Oligozän) |
| | 5. Argille di Rio Giordana (Ober-Eozän) |
| Diskordanz | //////////////////////////////////// |
| | 4. Cantiere-Alberese (? Santon - Paläozän) |
| | 3. Cantiere-Argille und -Buntschiefer |
| | (Unter-Kreide - Turon) |
| | 2. Ophiolithe (Unter-Kreide - Cenoman) |
| | 1. Maiolica (Tithon - Neokom) |

Weiter im Nordwesten des Kartierungsgebietes besitzt die Cassio-Einheit (C.W.SAMES, 1963 u.a.) eine gewisse Ähnlichkeit mit der Cantiere-Monghidoro-Einheit. Nach K.J.REUTTER (1966) unterscheiden sich beide Einheiten

1. in der Art ihrer Ophiolithe. Die Cassio-Einheit führt meist Serpentinite und Ophiolithbrekzien, die Cantiere-Monghidoro-Einheit Diabase und Pillow-Laven.
2. im Lagerungsverhältnis zu ihren molasseartigen Sedimenten. Die 'Molasse' liegt konkordant auf dem Cassio- und diskordant auf dem Cantiere-Alberese.

Die Cassio-Einheit zeichnet sich auch noch dadurch aus, daß der Cassio-Alberese bei Viano kontinuierlich in seine molasseartige Bedeckung übergeht (P.MAIOLI, 1961).

Die Untersuchungen im Gebiet nördlich Porretta/Terre erbrachten eine räumlich differenzierte Abfolge der Cantiere-Monghidoro-Einheit :

<u>Umgebung von Castel di Casio</u>	<u>Riola,N</u>	<u>Torrente Marano,NW</u>
		Molasse v. Montese
	Loiano-Sandstein	Loiano-Sandstein
Valpiana-Mergel I	Valpiana-Mergel II	Valpiana-Mergel II
Rote Tonmergel	Brekzienkörper von Riola	
	Sandstein von Riola	
Cantiere-Alberese		
	Cantiere-Argille und Ophiolithe	
	Calpionellenkalke und Radiolarite	

Die Basisserien der Einheit zeigen im Untersuchungsgebiet kein Übereinander in der Abfolge. Die kleinen kompetenten Gesteinskörper der Calpionellenkalke, Radiolarite und Ophiolithe stecken gleitbrettartig in den Cantiere-Argille. Die ursprüngliche Schichtfolge der Basis der Cantiere-Monghidoro-Einheit ist nördlich des Passo della Futa gut erhalten. Die 'Molasse'-Sedimente im Hangenden der Einheit sind aber in der weiteren Umgebung des Reno-Tales gut aufgeschlossen.

Cantiere - Monghidoro-Einheit

EMILIANIDEN II

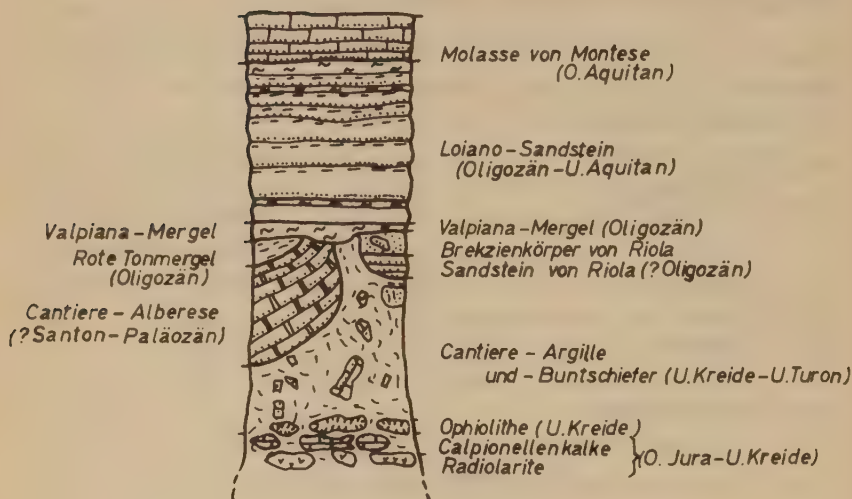


Abb. 4 Schematisches Säulenprofil der Cantiere-Monghidoro-Einheit

3.1 Radiolarite und Calpionellenkalke

Die ältesten Sedimente der Emilianiden II sind die Gesteine, die der ligurische, toskanische und emilianische Faziesbereich noch gemeinsam haben. Im toskanischen Raum beginnt danach die Scaglia rossa, in den beiden anderen Faziesgebieten die Ophiolithe und 'argille scagliose'.

Calpionellenkalke, auch Maiolika-Kalke genannt, stehen zu-

mindest im Toskanikum und Ligurikum im Hangenden der Radiolarite an. Ihre Fazies deutet auf einen pelagisch-bathyalen Ablagerungsraum zwischen Ober-Jura und Neokom hin. Die Radiolarite stecken als kleine Gesteinsbrocken und selten als ungefähr 150 m^3 große Körper in den Cantiere-Argille. Die größeren Blöcke sind in Bombiana und 1,4 km westlich davon aufgeschlossen. Die harten und splittrigen Radiolarite erscheinen wein- bis violettrot, manchmal schmutziggrün. Eine Bankung ist nur schwach angedeutet. Die Radiolaritkörper sind immer sehr klüftig ausgebildet und ab und zu ziehen sich auf den Klüften dunkle Kieselschnüre entlang. Schliff 253 (Bombiana) zeigt in einer kalkig Kieseligen Grundmasse massenhaft Radiolarien. Da Foraminiferen fehlen, kann mit diesem Dünnschliff keine Altersangabe gemacht werden.

Die Calpionellenkalke sind zwar westlich Firenzuola in grossen Steinbrüchen aufgeschlossen, doch im Norden von Porretta/Terne stehen sie nur vereinzelt als maximal $20 \times 5 \times 3 \text{ m}$ große Blöcke an. In größeren Vorkommen sind sie 200 m NW Buvolo di Pian di Casale, 2,5 km NNE Silla und 400 m östlich des Südausgangs des Eisenbahntunnels der Strecke Porretta/Terne - Riola aufgeschlossen. Wie die Radiolarite und Ophiolithe sind sie von den Cantiere-Argille umgeben. Die Calpionellenkalke verwittern schmutzigweiß, am frischen Bruch erscheinen sie hellgrau. Sie sind relativ hart und zersplittern zu scharfkantigen, unregelmäßigen Stücken. Erst bei näherem Hinsehen zeigen die Kalkblöcke eine Schichtung. Zwischenlagen fehlen. Die Kalkbänkchen sind leicht gewellt und von zahllosen feinen Kalzitadern durchzogen. Im Schliff zeigt sich ein feinkörniger reiner Kalk, indem nur vereinzelt Mikrofossilien zu erkennen sind :

Schliff 100 (200 m NW Buvolo) :

Radiolarien

Calpionella sp.

Calpionella cf. alpina LORENZ

Calpionella alpina ist teilweise zerstört, deswegen ist eine exakte Alterseinstufung der Calpionellenkalke auf Grund die-

ser einen schlecht erhaltenen Form nicht angebracht. In Übereinstimmung mit anderen Autoren kann das Alter jedoch mit Tithon - Neokom angegeben werden. Calpionellenkalke und Radiolarite treten häufig als faustgroße Gesteinsbrocken in den Cantiere-Argille, seltener außen an Serpentin- und Diabaskörpern auf.

3.2 Ophiolithe

Die Ophiolithkörper in den Cantiere-Argille sind eines der auffallenden Merkmale der Cantiere-Monghidoro-Einheit. Im Untersuchungsgebiet handelt es sich meist um Gabbros. Seltener sind Serpentine, Diabase und Ophiolithbrekzien. Nach den Vorstellungen von K.J.REUTTER und C.W.SAMES (1964) sind diese Ophiolithe wie die ganze Cantiere-Monghidoro-Einheit vermutlich als emilianisch anzusehen. Doch nach der heute meist noch gültigen Deckentheorie sollen diese Ophiolithe aus dem ligurischen Faziesraum stammen. Im Ligurikum nehmen die zahlreichen Ophiolithe oft mehrere km² große Flächen ein. Die Ophiolithe im Emilianikum sind dagegen erheblich kleiner und weniger zahlreich.

Die Klärung der Frage nach der Entstehung und dem Alter der Ophiolithe und -brekzien ist an Hand so kleiner Vorkommen nicht möglich. K.GÖRLER und K.J.REUTTER (1963) nehmen an, daß im Ligurikum das Aufdringen der Ophiolithe mit großen submarinen Störungen in Zusammenhang gebracht werden kann. Diese submarinen Störungen lassen sich unter Umständen mit den Schwellen verbinden, die die Faziesbereiche im Nordapennin voneinander getrennt haben sollen. Nach K.GÖRLER und K.J.REUTTER (1963) kann die Existenz der Ophiolithe in den Argille, die mit Cenoman vergesellschaftet sind, zwei Ursachen haben :

1. tektonische Hebung und Exponierung der Ophiolithe längs der submarinen Störungen und dadurch verursachter Gleitprozesse
2. magmatisches Aufdringen der Ophiolithe im Zusammenhang mit ähnlichen tektonischen Erscheinungen wie in 1.

Eine sichere Altersangabe stößt auf Schwierigkeiten, da nur selten im Bereich des Nordapennin Kontakte zum Nebengestein beobachtet wurden, denn sie sind meist durch die Tektonik wieder zerstört worden. Da die Ophiolithe eng mit Radiolariten und Calpionellenkalken verknüpft sind, läßt das den Schluß zu, daß sie zwischen Malm und Neokom aufdrängen. Doch K.GÖRLER und K.J.REUTTER (1963) beschreiben z.B. bei Piazza al Serchio Ophiolithe, die offenbar oberkretazischen Alters sind.

Obwohl die Ophiolithe im Emilianikum wesentlich kleiner und weniger zahlreich als im Ligurikum sind, muß angenommen werden, daß sie auf die gleiche Art und Weise entstanden sind und vermutlich auch das gleiche Alter wie die ligurischen Ophiolithe haben.

Als wohl ältestes Produkt des basisch initialen Magmatismus treten im Norden von Porretta/Terme bis zu 2000 m² große, dunkle Serpentinittkörper auf. Sie sind teilweise von einem engmaschigen Kluftnetz überzogen, dessen Klüfte oft von Kalzit ausgefüllt sind. Interessant ist das Auftreten von stark serpentinisierten Orthopyroxeniten.

Schliff 270 (200 m E Montecavalloro, 2000 m N Riola):
stark serpentinisierte Orthopyroxenit -
Maschengitter des Serpentin -
viel Orthopyroxen, Klinopyroxene und Olivine
fehlen, viel α -Chrysotil (mit Bastitpseudomorphosen), γ -Chrysotil tritt dagegen stark zurück- relativ geringer Erzanteil

Weitere Serpentinittvorkommen befinden sich bei Bombiana und 2 km südlich Ponte Verzuno.

Die Gabbros sind die häufigsten Ophiolithe im hier untersuchten Gebiet. Die größeren Gabbrokörper stehen am M.dell'Oro, bei Bombiana, il Poggio, Saturano usw. an. Die kleineren Aufschlüsse zeigen tiefgründig verwittertes Gestein. Insgesamt erscheinen die Gabbros von Aufschluß zu Aufschluß verschieden stark prehnitisiert. Die Prehnitgabbros nehmen eine vermittelnde Stellung zwischen Peridotiten und Diabasen ein.

Schliff 97 (Gaggiola) :

Prehnitgabbro-
Pflasterstruktur -

wenig Feldspatreste, Relikte von uralitisier-
ten Klinopyroxenen - viel parkettierender
Prehnit, daneben Pennin, Epidot (Epidotisie-
rung nach der Prehnitisierung)- Karbonat-
reste und Erzschüppchen

Ausgesprochen selten sind kleinere Diabaskörper, die bei
Silla und il Faldo anstehen.

Schliff 69 (350 m N Silla) :

Diabas-
Intersertal-Struktur -

frische, z.T. prehnitisierte Plagioklase,
fast völlig chloritisierte Pyroxene-
wenig Epidot, kleine Karbonatfetzen.

Sedimentäre Ophiolithbrekzien sind nicht häufig und kom-
men nur in bis zu 2 m großen Blöcken vor. In einer Grund-
masse von Serpentinigrus und mittelkörnigem Sedimentma-
terial stecken ca. faustgroße Brocken fossilere Kalke
und Sandsteine. Zu den Cantiere-Argille wurden keine Über-
gänge beobachtet.

3.3 Cantiere-Argille

Typisch sind sie nördlich Silla an den Hängen westlich des
Reno aufgeschlossen. Neben dem spärlichen Pflanzenwuchs
fallen die zahlreichen großen Bergschlipfe (ital. 'frana')
auf, dadurch besitzen die Cantiere-Argille einen 'bad land'
artigen Charakter. Sie umgeben die Cantiere-Alberese-Plat-
ten bei Corvella, Le Mandrie und Castel di Casio. Nach
Norden stoßen sie am Torrente Marano gegen die molasse-
artigen Sedimente.

Die Cantiere-Argille bestehen aus völlig zerscherten,
schmutziggrauen Tonmergeln, selten aus schwärzlichen Schie-
fertonen. In ihnen stecken mit verschiedener Häufigkeit und
Größe eckige Gesteinsbrocken. Ihre Größe reicht von dünnen
Schüppchen bis zu mehreren m³ großen Blöcken. Sie bestehen
aus palombinofarbenen Kalken, hellgrauen Calpionellenkalken,

Radiolariten, dunkelgrauen Kalken, graubraunen Sandsteinen und verschiedenfarbigen Ophiolithen. Die Tonmergel fallen durch hohe Quellfähigkeit auf. In Verbindung damit sind bei Trockenheit Schrumpfungsrisse weit verbreitet. Die Tonmergel zeichnen sich außerdem durch einen hohen Salzgehalt (Alaun) aus, der nach größeren Regenfällen oft zu Salzausblühungen führt. Die Quellfähigkeit und der Salzgehalt sind sicher eine der Hauptursachen für das plastische Verhalten der Cantiere-Argille bei den tektonischen Bewegungen in Vergangenheit und Gegenwart.- Von Erdgaseinbrüchen und Quellbewegungen der 'argille scagliose' beim Streckenvortrieb der Eisenbahntunnels der Linie Florenz-Bologna berichtet L.MADDALENA (1930). Auch wurde bei Gaggio Montana und nördlich des Passo della Futa z.T. erfolgreich nach Erdgas gebohrt.

In den Cantiere-Argille und oft in der Nähe von Ophiolithen stehen bis zu $0,1 \text{ km}^2$ große Flächen grüner und roter Mergel an. Sie sind vereinzelt von 1-2 cm und maximal 1 m langen Eisenhydroxydlinsen durchzogen. Die fossilisierteren Mergel bezeichnet T.LIPPARINI (1944) als 'Marnoscisti mangesiferi'.

Die chaotisch gelagerten Cantiere-Argille führen Gesteinsbruchstücke verschiedener Herkunft mit sich. Radiolarite, Calpionellenkalke und vielleicht auch die Ophiolithe sind Teile aus dem Liegenden der Cantiere-Monghidoro-Einheit. Die palombinofarbenen Kalke und dunkelgrauen Kalke dagegen dürften zur eigentlichen Cantiere-Argille gehören. Besonders die Kalkblöcke erscheinen durch die Tektonik stark beansprucht. Sie sind verbogen, unregelmäßig ausgewalzt und von vielen teilweise von Kalzit ausgefüllten Klüften durchzogen. Die Sandsteine stammen überwiegend aus dem Cantiere-Alberese im Hangenden. In einem 2 km breiten Grenzbereich zum Hangendolisthostrom der Modino-Cervarola-Einheit wurden auch Kalkarenite gefunden, die aus dem Eozän stammen, wie

Schliff 139 (400 m N Silla) zeigt :

Acarenina (Globorotalia) sp.
Globorotalia sp.
Globigerina sp.

Wie die Klippe von Torre Malavita müssen auch diese Kalkarenite zur Modino-Cervarola-Einheit gerechnet werden.

Die zahlreichen Schlammproben blieben ohne nennenswertes Ergebnis. Wohl zeigte etwa jede zehnte Probe eine sehr kümmerliche Sandschalerfauna, doch ihr schlechter Erhaltungszustand ließ eine nähere Bestimmung nicht zu.

Das Alter der Cantiere-Argille kann deshalb nicht exakt angegeben werden. Doch weisen die Gesteine im Liegenden und Hangenden der Cantiere-Argille ein vermutlich unterkretazisches Alter zu. Diese Alterseinstufung wird auch von fast allen Autoren vorgenommen.

Die eigenartig chaotischen Lagerungsverhältnisse, die vermutlich durch lokale Olisthostrome, diapirartige Fließbewegungen und durch die Tektonik der Cantiere-Monghidoro-Einheit entstanden sind, lassen die primären Lagerungs- und Mächtigkeitsverhältnisse der Cantiere-Argille nicht mehr erkennen. Eine Mächtigkeitsangabe ist aus diesem Grunde mit vielen Unsicherheiten behaftet. Wahrscheinlich dürften die Cantiere-Argille mindestens 800 m mächtig sein.

Die 'argille scagliose' um Porretta/Terre wurden von T.LIPPARINI (1944) erstmals gegliedert. Er unterscheidet 'marnoscisti grigio-verdi' (SV- und Hangend-Olisthostrom), 'argille scagliose ofiolitifere' (Cantiere-Argille) und 'marnoscisti mangesiferi' (Cantiere-Argille). Auch E.AMADESI (1964) teilt sie in 'formazione di Ponte della Venturina' (SV-Serie) und 'argille chaotiche ofiolitifere' (Cantiere-Argille und Hangend-Olisthostrom).

Vergleicht man das Hangend-Olisthostrom der Modino-Cervarola-Einheit mit den Cantiere-Argille, so ergeben sich Gemeinsamkeiten im Alter und eine gewisse fazielle Verwandtschaft. Die Unterschiede aber sind auffallend :

1. Die Hangend-Argille bestehen überwiegend aus Schiefertonen, die Cantiere-Argille fast nur aus Tonmergeln.
2. Die Cantiere-Argille sind Teil der stratigraphischen Abfolge der Cantiere-Monghidoro-Einheit. In den Cantiere-Argille stecken Gesteinskörper, die nicht jünger als Turon sind. Das Hangend-Olisthostrom gehört nicht zur Normalsedimentation der Modino-Cervarola-Einheit. Die Olistholithe in den Hangend-Argille sind in ihrer Fazies sehr verschieden. Altersmäßig gehören sie der Unterkreide, dem Cenoman, Paläozän, Eozän und Oligozän an. Im Unterschied zu den Cantiere-Argille ist der Olisthostrom-Charakter teilweise gut sichtbar.
3. Nur in den Cantiere-Argille kommen Cantiere-Buntschiefer und die von T.LIPPARINI (1944) als 'marnoscisti mangesiferi' bezeichneten Mergel vor. Auch sind die Ophiolithe in den Cantiere-Argille weitaus zahlreicher.

3.4 Cantiere-Buntschiefer

Die Cantiere-Buntschiefer stehen als ca. 1000 bis 4000 m² große Flächen 2 km NE und 1,6 km WSW Bombiana, sowie bei Spazzavento an. Die Schiefer sind vielfarbig, meist schwarz, stellenweise grün und rotbraun. In diesen Schiefern stecken hellbraun verwitternde Kalke, die am frischen Bruch eine charakteristische hellgrüne Farbe zeigen. Im Dünnschliff weisen die dichten Kalke eine Cenoman-Fauna auf, wie Probe 462 I (2 km NE Bombiana) zeigt :

Radiolarien
Globigerinella sp.
Rotalipora appenninica (REUSS)
Ticinella cf. roberti (GANDOLFI)

Die Schlammproben der Buntschiefer führen oft eine reichere Fauna :

Schlammprobe 463 (1,6 km WSW Bombiana)

Lagena sp.
Vaginulina sp.
Globigerina cf. infracretacea GLAESSNER
Rotalipora appenninica (RENZ)
Rotalipora aff. greenhornensis (MORROW)
Hedbergella cf. washitensis (CASEY)
Praeglobotruncana sp.
Praeglobotruncana stephani (GANDOLFI)

Das Alter kann mit Cenoman bis Unter-Turon angegeben werden.

3.5 Cantiere-Alberese

Der Name Cantiere-Alberese wurde von K.J.REUTTER (1966) geprägt. Die Gesteine um Castel di Casio entsprechen einem Kalk-Mergel-Flysch, der zwischen Scoltena- und Dragone-Tal gelegen ist und von F.FAZZINI (1963) als oberkretazischer 'flysch di M.Cantiere' beschrieben wurde.

Die Sandstein - Mergel - Schiefer-ton-Wechselfolge um Castel di Casio ist seit G.CAPELLINI (1884) bekannt, wurde aber nur selten beschrieben. R.SIGNORINI (1939) weist in seiner Arbeit auf die Verwandtschaft dieser Sandsteinfolge mit der 'formazione del Monghidoro' hin, stellt sie danach ins Alttertiär. L.LUCCHETTI (1939) und T.LIPPARINI (1944) glauben oligozänes Alter erkannt zu haben. T.LIPPARINI (1944) verbindet die 'formazione di Castel di Casio' mit den Molassesedimenten am M.Vigese. Auch G.MERLA (1957) vergleicht die 'arenarie dei monti di Castel di Casio' mit denen vom M.Vigese und bei Loiano. E.AMADESI (1964) teilt die 'zolla alloctona di Castel di Casio' in eine liegende 'formazione di Pian di Casale' und eine hangende 'formazione di Castel di Casio'. Beide 'formazioni' stellt AMADESI ins Maastricht.

Unter Alberese wird meist eine Sandstein-Kalk-Mergel-Ton-Wechselfolge verstanden. Diese Bezeichnung ist für die Fazies um Castel di Casio nicht ganz zutreffend, da die Gesteinsfolge relativ kalkarm ist und dafür viel Grauwackenmaterial führt.

Im Untersuchungsgebiet tritt der Cantiere-Alberese in drei voneinander getrennten Vorkommen auf. Einmal bei Corvella, dann um Castel di Casio und Le Mandrie. Der Cantiere-Alberese ist bei Corvella ca. $0,2 \text{ km}^2$ und bei Le Mandrie kaum 300 m^2 groß. Nur bei Castel di Casio bedeckt der Alberese eine Fläche von ungefähr 15 km^2 . Alle Vorkommen sind nur spärlich aufgeschlossen. Weite Teile sind von Schutt bedeckt. Kontakte zwischen den Cantiere-Argille und dem Cantiere-Alberese sind nicht aufgeschlossen.

Die Basis des Cantiere-Alberese von Castel di Casio steht bei Castrola, Pian di Casale und Corvella an. Hier wech-

sellagern 0,3 bis 2,5 m mächtige graubraune Kalksandsteine mit schwarzen Schiefertonen und schmutziggelben Kalkmergeln. Die Kalksandsteine sind gradiert und zeigen schöne Beispiele von 'convolute lamination'. Seltener wurden Unterflächenmarken, wie 'flute' und 'groove casts' beobachtet, die eine Strömungsrichtung der 'turbidity currents' aus S ergaben. Fossile Lebensspuren treten anscheinend nur bei Corvella auf. Es konnten dabei Chondriten und Helminthoideen bestimmt werden. Grädierung, Lamination, Unterflächenstrukturen und die Fossilarmut weisen den Cantiere-Alberese als typisches Flyschsediment aus.

Schliff 40 (100 m ESE Pian di Casale) wurde einer Sandsteinbank im Liegenden des Cantiere-Alberese entnommen:

In einer kieselig-karbonatischen Matrix erscheinen bis zu 2 mm große eckige Quarze, einige schlecht erhaltene Feldspäte und Muskowitschüppchen. Neben zahlreichen Radiolarien und Echinodermenresten treten massenhaft Schwammnadeln auf. Läge hier keine detritische Subgrauwacke vor, könnte man dieses Gestein auch als Spongit bezeichnen.

Die Schiefert-Zwischenlagen sind im unteren Teil des Cantiere-Alberese nicht mächtiger als 30 cm, sie können aber auch fehlen. Seltener stehen schmutziggelbe Kalkmergel an, die im Durchschnitt so mächtig wie die Schiefertone sind. Die Schlammproben daraus brachten nur einmal ein Ergebnis.

Schlammprobe 52 (800 m WSW Corvella) :

Radiolarien
Lituoba sp.
Hormosina sp.
Trochammina sp.
Glomospira sp.
Rhizammina sp.

Die Fauna hat keinen stratigraphischen Aussagewert. Einen eindeutigeren Hinweis zeigt ein Dünnschliff aus dem oberen Teil einer Sandsteinbank. Sie ergibt ein Alter zwischen Santon und Campan.

Schliff 155 (800 m W Corvella):

Radiolarien
Schwammnadeln
Heterohelix sp.
Globigerina sp.
Globotruncana sp.
Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN

E.AMADESI (1964) und A.M.BORSETTI (1964) haben bei Pian di Casale eine Mikrofauna des Maastricht gefunden. Diese Altersangabe deckt sich mit den Ergebnissen, die P.FAZZINI (1963) und K.J.REUTTER (1966) vom M.Cantiere beschreiben. Aus dem hangenden Teil eines Cantiere-Alberese bei Toano (Reggio Emilia) konnte K.RENTZ (1967) Paläozän nachweisen. Somit reicht der Cantiere-Alberese vom (?) Santon bis ins Paläozän.

Im Anschluß an das Liegende des Cantiere-Alberese bei Castel di Casio nimmt die Maximalmächtigkeit der Grauwackenbänke ab, sie beträgt jetzt nur noch 1,2 m. Ein geringer Glaukonitgehalt verleiht den Sandsteinen eine grünlich-graue Farbe. Als Zwischenlagen treten fast nur noch dunkle Schiefertone auf, die nun aber bis zu 1,5 m mächtig sind. Wie im Liegenden führen die Schiefertone keine Mikrofossilien. Kalkmergel sind selten. Die für den mittleren Teil des Cantiere-Alberese typische Abfolge ist gut an der Straßenkehre 800 m E Castel di Casio aufgeschlossen.

Das Hangende des Cantiere-Alberese steht an der Straße Castel di Casio - Porretta/Terre bei Ca' Nova di Castagnetti und Monferrone an. Die Sandsteinbänke sind hier 0,8 bis 1,6 m mächtig. Sie verwittern hellbraun. Die Gradierung ist auffallend. An der Basis der Sandsteinbänke bestehen die bis zu 4 mm großen Körner aus roten und grünen Hornsteinen, Serpentiniten, rötlichen und hellgrauen Kalken. Die Schiefertonzwischenlagen fehlen oft oder werden nur bis zu 3 cm mächtig. Die Sandsteine sind nur wenig verfestigt. Um die wenigen Aufschlüsse ziehen sich breite Schuttzonen. Das Aufschlußbild dieses Teils des Cantiere-Alberese ähnelt sehr dem Ioiano-Sandstein bzw. dem Sandstein von Riola. Die Schlammproben der Schiefertone blieben jedoch bis auf vereinzelte Sandschaler vom Typ Rhizammina sp. ohne stratigraphischen Hinweis.

G.GANDOLFI (1963) trägt der unterschiedlichen lithologischen Ausbildung der liegenden und hangenden Teile des

Cantiere-Alberese Rechnung, indem er die Sandsteine bei Castel di Casio in eine flyschartige 'formazione di Castel di Casio A' und eine 'formazione di Castel di Casio B in prevalenza molassico' gliedert. Eine Kartierung des molasseähnlichen Hangenden des Cantiere-Alberese ist aber angesichts der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht möglich.

Die Mächtigkeit des Cantiere-Alberese von Castel di Casio wird mit 500-600 m geschätzt, die der Vorkommen bei Corvella und Le Mandrie betragen ungefähr 80 bzw. 20 m.

3.6 Molasseartige Sedimente der Cantiere-Monghidoro-Einheit

Im Unterschied zur Modino-Cervarola-Einheit gehören zur Cantiere-Monghidoro-Einheit molasseartige Sedimente. Es handelt sich bei diesen Gesteinen wie auch beim 'Tongriano' der nordwestlichen Apenninbereiche nicht unbedingt um echte Molassen, sondern um Übergangstypen von Flysch zur Molasse. Wie das 'Tongriano' bildet die 'Molasse' dieser Einheit die Basis für das Neogen des Po-Ebenenrandes.

In seiner großen Arbeit über die Geologie des Nordapennins versucht G.MERLA (1957) auch die enge Verbindung der Oberkreide-Alberese mit ihrer molasseartigen Bedeckung zu erklären. G.MERLA (1957) nimmt an, daß es schon vor und während der Überschiebung der 'ligurischen' Gesteine von der Tyrrhenis zur Po-Ebene zur Sedimentation von Molasse-Sedimenten auf den 'allochthonen Liguriden' kam (Loiano-Effekt). Er vermutet weiter, daß innerhalb dieser Molasse-Sedimente ein kontinuierlicher Übergang von allochthoner oder meso-autochthoner zu autotochthoner Sedimentation besteht.

Aus Gründen, die im tektonischen Teil näher erläutert werden, wird in der hier vorliegenden Arbeit vermutet, daß die molasseartigen Sedimente der Cantiere-Monghidoro-Einheit, wie auch der Cassio-Einheit eine z.T. allochthone Position besitzen.

Im oberen Reno-Tal liegen die molasseartigen Sedimente teils

auf den Cantiere-Argille, teils auf dem Cantiere-Alberese. Beide Molasse-Abfolgen sind verschieden.

Zuerst werden die Sedimente auf dem Cantiere-Alberese bei Castel di Casio beschrieben, die aus den Roten Tonmergeln und den Valpiana-Mergeln I bestehen. Ein Kontakt dieser Gesteine miteinander oder zum Cantiere-Alberese im Liegenden ist nicht aufgeschlossen. Die Roten Tonmergel und die Valpiana-Mergel I wurden erstmals von T.LIPPARINI (1944) erwähnt und in einer Karte erfaßt. Er nennt sie 'argille grigie' und 'argilloscisti rossi'.

3.61 Rote Tonmergel

Sie stehen im Süden der Straße Porretta/T. - Castel di Casio bei der Ortschaft Ca' del Vento an. Auffallend ist ihre Neigung zur 'bad land'-Bildung. Die glimmerreichen Tonmergel sind im frischen Zustand graugrün. Charakteristisch sind aber die roten, teilweise schlierenartig verteilten Partien. Stellenweise sind auch bis zu 2 m lange und 40 cm mächtige, söhlig liegende Sandsteinbänke eingeschaltet. Die glimmerreichen Sandsteine sanden stark ab. Sie sind nicht gradiert und führen nur an einer Stelle kleine fossile Lebensspuren.

Die Aufschlußoberfläche der Roten Tonmergel sieht stets verwaschen aus. Bei längerer Trockenheit sind Trockenrisse verbreitet.

Die Tonmergel führen eine gut erhaltene Fauna, deren Arten- und Individuenreichtum relativ gering ist. Die Schlammprobe 90 (400 m N Ca' del Vento) zeigt oligozänes Alter an:

Radiolarien
Lagena sp.
Chrysalgonium sp.
Hyperammina sp.
Trochammina sp.
Nodosaria sp.
Uvigerina cf. asperuta CZIPEK
Karreriella sp.
Eponides sp.
Cibicides sp.
Cibicides perlucidus NUTTAL
Globigerina sp.
Globigerina tripartita tripartita KOCH
Globigerina cf. venezuelana HEDBERG

3.62 Valpiana-Mergel I

Nach Absprache mit H.HEYMANN (1966) wurden die im Liegenden des Loiano-Sandsteins anstehenden Mergel Valpiana-Mergel genannt. Die Typuslokalität Valpiana liegt 3 km nordöstlich Sestola. Unter Valpiana-Mergel I werden die auf dem Cantiere-Alberese liegenden Mergel verstanden, die in ihrer Fazies und Fauna den Valpiana-Mergel II im Liegenden des Loiano-Sandsteins entsprechen.

Am höchsten Punkt der Straße von Porretta/Terre nach Castel di Casio sind auf beiden Seiten des Weges graue bis rötlich braune Mergel angeschnitten. Sie sind fein gebankt. Ihr Streichen und Fallen beträgt 20/30 W. Die Mächtigkeit ist schwer abzuschätzen, da weder zum Cantiere-Alberese noch zu den Roten Tonmergeln ein Kontakt aufgeschlossen ist, doch dürfte sie 40 m nicht überschreiten. Die Schlammproben erbrachten sehr gut erhaltene Faunen mit einem reichen Benthos und zahlreichen planktonischen Formen. Sie zeigen Oligozän an.

Schlammprobe 45 (300 m ESE Campovecchio) :

Foraminiferen

Trochammina sp.
Stilostomella sp.
Eponides sp.
Anomalina sp.
Glandulina cf. laevigata D'ORBIGNY
Lagena sp.
Hormosina sp.
Hyperammina sp.
Rhabdammina sp.
Ammodiscus sp.
Plectifrondicularia sp.
Dentalina cf. mucronata NEUGEBOREN
Karrerella sp.
Karrerella aff. hantkenina CUSHMAN
Cibicides floridanus CUSHMAN
Globigerina aff. yeguaensis WEINZIERL u. APPLIN
Globigerinita cf. unicava primitiva BLOW u. BANNER
Globigerina ampliapertura BOLLI
Globigerina tripartita tripartita KOCH
Globigerina venezuelana HEDBERG

Ostracoden

Trachyleberis sp.

Fischzähne

3.63 Sandstein von Riola

Die Abfolge der 'Molasse'-Sedimente im Hangenden der Cantiere-Argille ist nicht einheitlich. Im Nordwesten zwischen Bombiana und Rocca Pitigliana bilden meistens die Valpiana-Mergel den Kontakt zu den Cantiere-Argille. Etwa von Rocca Pitigliana ab nach Osten schalten sich der Brekzienkörper und der Sandstein von Riola dazwischen. Nördlich Riola läßt sich somit folgendes Profil aufstellen:

5. Loiano-Sandstein
4. Valpiana-Mergel
3. Brekzienkörper von Riola
2. Sandstein von Riola
1. Cantiere-Argille

Diskordanz

////////////////////

Der Sandstein von Riola ist nur an wenigen Stellen gut aufgeschlossen wie beispielsweise bei Riola Vecchia oder an der Straße Querceto - La Serra. Hier stehen 0,8-1,2 m mächtige Sandsteine an, die kalkarm sind und kaum Glimmer aufweisen. Sie sanden leicht ab. Wenn tonige Zwischenlagen auftreten, zeigen sie manchmal eine rhythmische Bänderung dunkelbrauner und hellgrüner Tonlagen, die bis zu 4 mm dick sind. Nur eine Schlämmprobe daraus brachte ein Ergebnis.

Schlämmprobe 385 (350 m La Serra) :

Rhizammina sp.

Rhizammina cf. *algaeformis* BRADY

Dendrophryopsis cf. *communis* PFLAUMANN

Die Probe ist altersmäßig schwer einzuordnen. Das Alter kann vielleicht mit Eozän und jünger angegeben werden.

Die graubraunen Sandsteine sind gut gebankt, doch kaum gradiert. Unterflächenstrukturen wurden nicht beobachtet. Vom Aufschlußbild her kann der Sandstein von Riola nicht von den höheren Teilen des Loiano-Sandsteins unterschieden werden.

Wie der Brekzienkörper von Riola so ist auch der Sandstein von Riola starken Mächtigkeitsschwankungen unterworfen.

Beide Gesteine keilen nach SW und NE aus. Mit abnehmender Mächtigkeit werden auch die Aufschlüsse schlechter. Die größte Mächtigkeit erreicht der Sandstein im Norden von Riola, sie beträgt dort ungefähr 90 m.

3.64 Brekzienkörper von Riola

Er beginnt an der Kirche von Montecavalloro und zieht sich, talwärts von vielen Bergstürzen flankiert, über eine Länge von etwa 2 km bis 400 m westlich il Monte hin. Isoliert erscheint der 50 x 100 m große Block bei Rocchetta Mattei. Er ist ringsum von den Cantiere-Argille umgeben. Der Sandstein von Riola steht hier nicht an.

Ein Kontakt zwischen dem Sandstein von Riola und dem Brekzienkörper ist 350 m WNW Lissano aufgeschlossen. Hier erscheinen über einer unregelmäßig verlaufenden, wahrscheinlich erodierten Bankoberfläche in einer unverfestigten Sandmasse 3 bis 15 cm große Brocken verschiedenfarbiger Kalke, Sandsteine, Kalkmergel und Ophiolithe, die fast alle aus der Cantiere-Monghidoro-Einheit stammen. Darüber folgen zum Teil stark verstellte Sandsteinbänke, die um 60 cm mächtig sind. Sie gleichen dem Riola- und Loiano-Sandstein. Die Größe der Brekzien nimmt von der Basis des Gesteinskörpers weg nach oben zunächst zu. Maximal werden sie ca. 1 m lang und 60 cm mächtig. Die Gesteinsbrocken liegen weder gradiert noch sortiert vor. Abrundungserscheinungen sind selten und treten nur bei bis zu 10 cm großen Brekzien auf. Meist sind es magmatische Gesteine, wie Spilite Serpentinite und Gabbros. Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dr.H.Ibbeken treten aber auch untergeordnet Quarzporphyre und andere saure Magmatite auf, die nicht zur Cantiere-Monghidoro-Einheit gehören.- Die Dünnschliffe der nicht magmatisch entstandenen Brekzien brachten folgende Ergebnisse :

Dünnschliffe 271 a-e (2800 m NNW Riola) :

- a) hellbrauner Kalkarenit mit Radiolarien, Globigerinen und sehr vielen Schwammnadeln
- b) lithische Grauwacke vom Typ des Cantiere-Alberese mit kaum gerundeten Quarzen ($\varnothing$ appr. 3 mm), wenigen Plagioklasen. Die Matrix ist feinfilzig detritisch teilweise in Kalzit umkristallisiert. Neben Globigerinen und vielen Schwammnadeln kann man auch schlecht erhaltene, unbestimmbare Globotruncanen beobachten
- c) Grauwacke vom Typ des Loiano-Sandsteins. Die Matrix ist feinkörnig kalkig. Die Plagioklase, deren Zersetzungsgrad auffallend uneinheitlich ist, treten hinter den eckigen, teilweise undulös auslöschenden Quarzen ($\varnothing < 1$ mm) zurück.
- d) dichter Kalk der Cantiere-Buntschiefer. Radiolarien, Schwammnadeln, Globigerinella sp. und Ticinella cf. roberti (GANDOLFI) sind sein Fossilinhalt.
- e) dichter, palombinofarbener Kalk, ähnlich denen der Cantiere-Argille.

Die Schlammproben der mittelgrauen Kalkmergel blieben ohne Ergebnis.- Ein Herr Ada aus Pietracolora besitzt ein Handstück des Brekzienkörpers von Rocchetta Mattei, das fast nur aus Lamellibranchiatenschalen vom Typ Artium, Venus und Cardium besteht.

Zum Hangenden des Brekzienkörpers hin schaltet sich verstärkt die Sandsteinsedimentation wieder ein, wie sie im Liegenden in Form des Sandsteins von Riola ansteht. Die Brekzien treten nur noch in bis zu 4 m² großen flach liegenden Linsen auf. Die Größe der Gesteinsbrocken liegt meist unter 20 cm. Sie sind auch hier nicht eingeregelt, gradiert oder sortiert. Die Materialzusammensetzung ist die gleiche wie im Liegenden des Brekzienkörpers. Die Brekzien werden von nur wenig verfestigten Quarzsanden umgeben. Ihre Korngröße schwankt zwischen 0,5 und 6 mm.

Der Brekzienkörper von Riola ist zwischen il Monte und Monzone ungefähr 120 m mächtig. 400 m W il Monte beträgt die Mächtigkeit 40 m, südlich Montecavalloro nur noch 20 m.

Man kann annehmen, daß der Brekzienkörper zum Zeitpunkt seiner Entstehung fast ausschließlich von den Gesteinen der Cantiere-Monghidoro-Einheit umgeben war. Es handelt sich hier um ein Anlagerungsgefüge, das durch ein vielleicht vielaktiges, aber kurzzeitiges Ereignis entstanden sein muß. Auch können hier neben- und miteinander verschiedene sedimentologische und tektonische Vorgänge gewirkt haben. Eine Möglichkeit wäre, daß lokale, tektonische Bewegungen zu bergsturzähnlichen Vorgängen führten, die die Sedimentation des Sandsteins von Riola abbrachen.

3.65 Valpiana-Mergel II

Die Valpiana-Mergel I gleichen in Fazies und Alter den Valpiana-Mergeln II, die sich in einem nur selten unterbrochenen Streifen von Valpiana bis in den Norden von Riola hinziehen.

Im Liegenden werden die Valpiana-Mergel II von folgenden Gesteinen begrenzt :

1. im Westen des Untersuchungsgebietes bis Carlano di Sotto (1 km N Marano di Riola) von den Cantiere-Argille
2. von Carlano di Sotto bis La Serra vom Sandstein von Riola
3. von La Serra bis Montecavalloro vom Brekzienkörper von Riola

Kontakte zu diesen Gesteinen sind nicht aufgeschlossen. Dagegen gehen sie nach oben in den Loiano-Sandstein über, der stets im Hangenden der Valpiana-Mergel II ansteht. Der kontinuierliche Übergang ist bei den Case Vitelline und in dem Tal zwischen M.della Croce und Soprasasso aufgeschlossen. Im Hangenden der Valpiana-Mergel II schalten sich in der Sequenz von Aufschluß zu Aufschluß verschieden, zwischen 40 und 150 cm mächtige Sandsteinbänke ein. Die Mergelzwischenlagen nehmen schnell nach oben an Mächtigkeit ab. Meist 10 m nach dem ersten Einsetzen der Sandsteinbänke sind die Mergel entweder verschwunden oder stehen nur noch bis zu 10 cm mächtige Lagen an.

Die Mächtigkeitsangaben sind bei den Valpiana-Mergel II mit Unsicherheiten verbunden, da der Kontakt zu den Sedimenten im Liegenden nicht aufgeschlossen ist. Schätzungsweise beträgt sie bei Abetaia 50 m, 2 km nördlich Marano 80 m, südöstlich Soprasasso 25 bis 45 m.

Die oft gut geschichteten Mergel brechen grobschuppig und sind relativ hart. Ihre Farbe ist graugrün bis schmutziggelblich.

Die Schlammproben der Valpiana-Mergel II erbrachten eine sehr gut erhaltene Mikrofauna, die individuenreich, aber relativ artenarm ist.

Schlammproben 383 (200 m W La Serra)
380 (400 m NE Volpara)
384 (La Serra)
456 (400 m SSW Soprasasso) :

Foraminiferen

Chrysalgonium sp.
Rhizammina sp.
Ammodiscus sp.
Nodosaria sp.
Nodosaria longiscata D'ORBIGNY
Gyroidina girardana (REUSS)
Eponides sp.
Buliminina marginata D'ORBIGNY
Siphonodosaria paucistriata GALLOWAY u. MORREY
Siphonodosaria sp.
Lagena sp.
Hormosina sp.
Dentalina sp.
Nonion aff. pompilioides (FICHTEL u. MOLL)
Nonion padanum PERCONIG
Globorotalia sp.
Turborotalia cf. postcretacea (MYATLINK)
Globigerina sp.
Globigerina dissimilis CUSHMAN und BERMUDEZ
Globigerina tripartita tripartita KOCH
Globigerinita pera (TODD)
Globigerina officinalis SUBBOTINA

Ostrakoden

Krithe sp.
Citherella (Citherella) sp.

Radiolarien

Fischzähne

Das Alter der Valpiana-Mergel kann somit mit Oligozän angegeben werden.

3.66 Loiano-Sandstein

An der Typuslokalität Loiano zeigt dieser Sandstein eine etwas andere Ausbildung als im untersuchten Gebiet. Die mergeligen Zwischenlagen sind bei Loiano 30 bis 150 cm mächtig. Nordwestlich Riola wird diese auffallende Mächtigkeit der Mergelzwischenlagen nur im Hangenden des Loiano-Sandsteins erreicht. Die großen Geröllmassen innerhalb der Sandsteinfolge bei Loiano fehlen im hier untersuchten Gebiet.

Der Loiano-Sandstein bei Riola läßt sich zweifach untergliedern. Da aber zwischen diesen Teilen Übergänge bestehen, zum anderen die Qualität der Aufschlüsse im Hangenden des Sandsteins schlechter wird, mußte darauf verzichtet werden, die Zweiteilung des Loiano-Sandsteins auch in der Geologischen Karte durchzuführen.

Der untere Teil des Loiano-Sandsteins fällt durch seine bis zu 12 m mächtigen Sandsteinbänke auf. Das Liegende des Loiano-Sandsteins läßt sich fast ohne Unterbrechung von der Westgrenze des Untersuchungsgebietes bis westlich Montecavalloro verfolgen. Die Basis der Sandsteinbänke ist grob- bis mittelkörnig. Konglomeratgerölle mit einer Korngröße von über 7 mm sind hier selten. Sie bestehen aus Quarziten, Kalken, Grauwacken und Ophiolithen, die zum überwiegenden Teil Material der Cantiere-Monghidoro-Einheit darstellen. Die Konglomerate stecken rosinenartig in der Quarzsandmasse, deren Korngröße in der Horizontalen starken Schwankungen unterworfen ist. Im oberen Teil der groben Sandsteinbänke treten ab und zu 'armoured mud balls' auf. Diese fossilisierteren Tonmergel-Einschlüsse, der Durchmesser beträgt maximal 15 cm, sind randlich von 3 bis 6 mm großen Quarzgeröllen umgeben. Auch bis zu 5 cm große eckige Kalkbrocken sind in den Sandsteinbänken eingelagert.

Schliff 260 (120 m W C^{se} Vitelline) zeigt einen Kalkarenit mit vereinzelt eckigen Quarzen ($\phi < 1$ mm), wenig Glaukonit und Muskowit in einer feinkörnig kalkigen Grundmasse. Neben dickschaligen Globigerinen weisen die nicht näher bestimmbaren Globorotalien auf ein eozänes Alter hin.

Vereinzelte wurde im Tal des Torrente Marano inverse Gradierung beobachtet. Aus feinsandigem Material kann manchmal eine grobkörnige Schüttung von Sedimentmaterial hervorgehen.

Im unteren Teil des Loiano-Sandsteins fehlen meist die Mergel-Zwischenlagen. Nur selten werden die Sandsteinbänke durch 1-2 cm starke fossilileere Tonlagen getrennt.

Anders ist es im hangenden Teil des Loiano-Sandsteins. Nach einem Übergangsbereich sind dort die Sandsteinbänke nur noch zwischen 50 und 120 cm mächtig. Außerdem treten nun Zwischenlagen graugrüner Mergel auf, die eine Mächtigkeit von 20 cm erreichen können. Die rötlich- bis grünlichgrauen Sandsteine bröckeln beim Reiben leicht ab, oberflächlich tritt der Zement stark zurück. Im Schliff 368 erweist sich der Loiano-Sandstein als kalkiger Sandstein mit folgendem Mineral- und Fossilbestand :

Häufig sind gerundete Quarze ($\varnothing$ 3-5 mm) und stark zersetzte Feldspäte. Daneben treten Serpentin- und Kalkbrocken auf. Glimmer fehlen. Die Intergranularräume sind mit einer feinfilzigen, kalkigen Grundmasse ausgefüllt. - Eine Gradierung ist zu erkennen. - An Fossilien treten neben Echinodermenbruchstücken, Radiolarien, Schwammnadeln und Globigerina sp. auf.

Wie schon im Liegenden des Loiano-Sandsteins sind an der Bankoberfläche herausgewitterte bis zu 3 m lange Buckel weit verbreitet. Die Sandsteine sind gradiert, aber nicht laminiert. Sie führen an den Unterflächen Schleifmarken und 'flute casts', die ungefähr eine Strömungsrichtung aus SW ergeben.

Die graugrünen Mergelzwischenlagen zeigen eine arten- und individuenarme Fauna, bei der die bis zu 3 mm großen benthonischen Foraminiferen auffallen. Die Altersbestimmung ergab Oligozän.

Schlammprobe 460 (Pietracolora) :

Rhizammina sp.
Siphonodosaria nuttalli (CUSHMAN u. JARVIS)
Siphonodosaria cf. paucistriata GALLOWAY u. MORREY
Sphaerodinella cf. grimsdalei KEIJZER
Dendrophyra sp.
Globigerina sp.
Globigerina tripartita tripartita KOCH
Globigerina cf. venezuelana HEDBERG

In der Nähe der Molasse von Montese ist die Mächtigkeit der Sandsteinbänke stark reduziert. Sie sind meist um 40 cm mächtig. An den Unterflächen führen sie kleine 'flute' - und seltener 'groove casts' (Strömungsrichtung wie beim Cantiere-Alberese aus SSW). Die maximal 1,6 cm mächtigen Zwischenlagen werden von graubraunen etwas splittrigen Mergeln gebildet. Die Mergel erbrachten eine gut erhaltene Fauna, bei der die zarten und zerbrechlichen Foraminiferengehäuse auffallen. Schlammprobe 265 (600 m NE Braine) gibt (?) Oligozän bis Unter-Aquitän an :

Radiolarien
Schwammnadeln
Siphonodosaria adolphina D'ORBIGNY
Siphonodosaria cf. nuttalli (CUSHMAN u. JARVIS)
Bolivina sp.
Bolivina cf. spathulata (WILL)
Eponides sp.
Gyroidina laevigata D'ORBIGNY
Lagena sp.
Globigerinoides cf. rubra (D'ORBIGNY)
Globigerina sp.
Globigerina venezuelana HEDBERG

Der gesamte Loiano-Sandstein reicht demnach vom Oligozän bis ins Unter-Aquitän.

Die Mächtigkeit des Loiano-Sandsteins ist ebenfalls schwer abzuschätzen, da dieses Sediment von zahlreichen Störungen durchzogen ist, deren Verwerfungsbetrag nicht feststellbar ist. Die Mächtigkeit dürfte südlich des M. della Croce 800 m und westlich Pietracolora 1000 m betragen.

Der Loiano-Sandstein ist z.T. flyschartig, d.h. durch Suspensionsströme, sedimentiert worden, darauf weisen Gradierung, Unterflächenstrukturen und Fossilarmut hin. Aber es sind auch Merkmale, wie der rasche Fazieswechsel, vorhanden, die für

eine Molassefazies sprechen. So stellt dieses Sediment unter Umständen einen Übergang von der Flysch- zur Molassefazies dar.

3.67 Molasse von Montese

Nach Absprache mit H.HEYMANN (1967) wurde das Gestein im Hangenden des Loiano-Sandsteins Molasse von Montese genannt. Im Nordosten des untersuchten Gebietes steht sie in zwei voneinander getrennten Bereichen an :

1. in einem isolierten Vorkommen am M.della Croce
2. in einer Zone, die vom M.della Vedetta zum Cimon della Piella reicht, sich aber nach Nordosten fortsetzt (H.HEYMANN).

Der Kontakt der Molasse von Montese zum Loiano-Sandstein im Liegenden ist, wenn auch schlecht, zwischen M.della Vedetta und Merlano aufgeschlossen. 1-2 m unterhalb der Basis der Molasse von Montese beginnend treten bis zu 10 cm große Gesteinsbrocken auf, die sich petrographisch nicht von den eigentlichen Grauwacken der Molasse von Montese unterscheiden.- An der Basis der Molasse von Montese wurden vereinzelt maximal 3 cm große Serpentinbruchstücke gefunden.

Petrographisch stellt auch die Molasse von Montese einen mergeligen Sandstein dar, wie es Schliff 266 (100 m W Braine) beweist :

In einer kalkigen Grundmasse erscheinen viele wenig gerundete Quarze ($\varnothing$ 0,5-3 mm). Von den stark zeretzten Feldspäten ist Plagioklas häufiger als Orthoklas. Daneben treten bis zu 4 mm große Serpentin- und Glaukonitbruchstücke auf. Weiter wurden in dem Schliff Radiolarien, Schwammnadeln, Bryozoenbruchstücke, Globigerina sp. und ?Nummulites sp. nachgewiesen.

Die Molasse von Montese zeigt ein gänzlich anderes Aufschlußbild als der Sandstein von Loiano. Die schlecht gebankten Sandsteine verwittern hellgelb. Sie sind oft von Flechten bewachsen. Frisch gebrochen erscheinen sie

schmutziggrau. Nur im Liegenden der Molasse sind die Sandsteine gradiert. Laminationen und Unterflächenmarken fehlen bei den zwischen 10 und 40 cm mächtigen Bänken.

Zum Hangenden werden die Sandsteine der Molasse von Montese feinkörniger. Sie sind nun nicht mehr sichtbar gradiert. Am M.della Croce wurden manchmal Schrägschichtungen beobachtet. Vereinzelt stecken auch verkieselte, dunkle bis zu 5 cm große Holzstücke in den Sandsteinen.

Nicht allzu häufig werden die Grauwackenbänke durch gelblich-graue Tonlagen getrennt. Diese Zwischenlagen sind 2 bis 5 cm mächtig. Ihre Mächtigkeit ist aber lateral starken Schwankungen unterworfen. Die Tone führen Algenbruchstücke und bis zu 1 cm große weißliche Konkretionen, enthalten aber auch eine reiche Mikrofauna, die auf Grund von Globigerinoides-Formen ins Obere Aquitan gestellt wird.

Schlammprobe 269 (350 m SW Castelluccio) :

Dendrophyra sp.
Cibicides sp.
Lagena sp.
Robulus cultratus MONTFORT
Sphaeroidina cf. bulloides D'ORBIGNY
Dentalina sp.
Siphonina sp.
Anomalina sp.
Bolivinopsis sp.
Sphaerodinella cf. grimsdalei (KEIJZER)
Globigerina foliata BOLLI
Globigerinita cf. dissimilis CUSHMAN u. BERMUDEZ
Globigerinoides trilobus simmaturus LE ROY

Ostracoden

Cytherella (Cytherella) sp.

Die Mächtigkeit der Molasse von Montese beträgt ungefähr 350 m, das Hangende dieser Serie ist aber im Untersuchungsgebiet nicht aufgeschlossen.

Im Gegensatz zum Loiano-Sandstein sprechen der organogene Detritus, das Vorkommen von Pflanzenresten, das Auftreten von Schrägschichtung und die schlechte Bankung dafür, daß dieses Gestein weitgehend in Molasse-Fazies sedimentiert wurde.

4. QUARTÄR

Die quartären Bildungen bedecken annähernd 60 km^2 des untersuchten Gebietes, wobei Hangschutt und Bergschlipfe die größten Flächen einnehmen.

4.1 Pleistozän

Nach U.LOSACCO (1939, 1949) und D.JARANOFF (1944) hob sich der Nordapennin erst in der Würm-Eiszeit soweit, daß er in die Vereisungszone geriet. Die Vereisungsgrenze wird von R.V.KLEBELSBERG (1948) mit 1400 m angegeben.

Spuren glazialer Überprägung sind im Untersuchungsgebiet südöstlich des Corno alle Scale im Tal des Torrente Verdiana und des Torrente Orsigna zu finden. Beide Täler sind von einer Höhe von 1300 m an auffallend U-förmig geweitet. Vielleicht ist auch der abflußlose See ebenso wie die hangwärts anschließende Schuttzone (1020 m) südlich des Poggio del Papa am Passo Porrettana ein glaziales Relikt.

Die Moränen östlich des Corno alle Scale bestehen größtenteils aus Aufschüttungen von Grundmoränen. Moränenwälle, glaziale Wannen und andere für das Pleistozän typische morphologische Formen sind durch die rezente Erosion beseitigt worden. Das Geschiebematerial wird aus kaum gerundeten Brocken des Cervarola-Sandsteins gebildet, die in einer schmutziggelben Lehmmasse stecken und ihrem geringen Abrundungsgrad nach sicher keinen weiten Transportweg mitgemacht haben. Schleifspuren an den Geschiebeprocken sind selten.

4.2 Holozän

4.21 Bergstürze

Mit Bergstürzen muß in diesem Gebiet überall dort gerechnet werden, wo mächtige steilwandbildende Gesteine anstehen.

Zu Bergstürzen neigen vor allem die Molasse von Montese, der Loiano-Sandstein, der Brekzienkörper von Riola, der Cervarola- und Modino-Sandstein. Meist treten sie in Verbindung mit postorogenetischen Störungen auf, wie z.B. bei Riola Vecchia, Badi und Borgo Carpanne.

Südlich Ponte della Venturina wurde am Nordrand des Cervarola-Sandsteins ein besonders schönes Beispiel von Hangkriechen beobachtet. Einer aus losen Gesteinsplatten geschichteten Mauer gleich steht hier mit 30° überkippt nach S einfallend der Cervarola-Sandstein an. In der Umgebung aber fällt der Sandstein mit 80° überkippt nach Süden ein. Somit kann auf Grund des anormalen Einfallens der klaffenden Schichtfugen und Klüfte angenommen werden, daß bei diesem Aufschluß Hangkriechen vorliegt.

4.22 Hangschutt

Er ist ein Zeichen für die starke Erosion und ein Hinweis für die heute noch andauernde Hebung des Gebirges. Die größten Hangschuttfelder weisen der Modino-Sandstein und der Cantiere-Alberese auf. Gerade diese beiden Gesteine sind von vielen, in ihrem Verlauf nur sehr schwer zu erfassenden Störungen durchzogen. Sie sind vielleicht die Hauptursache für die weite Verbreitung des Hangschutts.

In Verbindung mit dem Hangschutt des Cervarola- und Loiano-Sandsteins treten vereinzelt zementierte Hangschuttbrekzien auf. Sie können wie an der Betonpiste, 600 m E S. Momme, bis zu 30 m^3 groß werden. Die Brekzien bestehen aus bis zu 50 cm großen Brocken des Cervarola- oder Loiano-Sandsteins. Das Bindemittel besteht aus Kalzit, der manchmal auch Teile der Brekzienmasse bedeckt.

4.23 Bergschlipfe

In Italien 'frana' genannt prägen die Bergschlipfe weitgehend die Landschaft im Norden von Porretta/Terre. Besonders

eindrucksvoll sind sie zwischen Torrente Silla und - Marano aufgeschlossen. Die größte Frana verläuft in der Nähe des Fosso Grande. Sie ist über 3 km lang und überwindet bis zum Reno-Tal einen Höhenunterschied von annähernd 520 m. Im Spätwinter und im Frühjahr setzen mit der Schneeschmelze heftige Regenfälle ein und durchtränken die Cantiere-Argille, wobei die Tone stark aufquellen. So beginnt ein im Ansatz kaum erkennbares, je nach Gefälle schneller werdendes Gleiten von zum Teil gewaltigen Erdmassen, die Jahr für Jahr große Flurschäden anrichten. Daß die Bergschlipfe auch nicht durch Verbauungen zu halten sind, liegt an der chaotischen Lagerung, der Vegetationsfeindlichkeit der Cantiere-Argille und der Quellfähigkeit ihrer Tone.

4.24 Flußterrassen und -schotter

In den Tälern des Reno und seiner Nebenflüsse sind nur in Pracchia und bei Molino del Pallone 3 bis 4 m mächtige Flußterrassen beobachtet worden. Sie sind vielleicht um 4 m (Pracchia) bzw. um 2 m (Molino del Pallone) gegenüber dem heutigen Flußbett des Reno gehoben worden. Bei diesen geringen Hebungsbeträgen kann jedoch auch angenommen werden, daß die Flußterrassen durch zeitweilige Stauungen des Flusses angelagert wurden.

Das Fehlen von Flußterrassen mit größeren Hebungsbeträgen weist auf eine Gleichmäßigkeit der Erosion und der Heraushebung des Gebirges hin.

Der Reno und seine Nebenflüsse mäandrieren oft stark, Nord- und südlich Castrola ist beispielsweise das Flußbett der Limentra di Treppio fast 500 m breit. Dieser Fluß muß vor dem Bau des Stausees von Suviana eine beträchtliche Erosionskraft besessen haben. Das bezeugen die maximal 150 m³ großen erratischen Blöcke, die lithologisch dem Cantiere-Alberese ähneln.

E. T E K T O N I S C H E R T E I L

Die älteren Bearbeiter dieses Gebietes beschränkten sich im wesentlichen darauf, einzelne stratigraphische, petrographische oder tektonische Phänomene zu beschreiben. Nachdem die Deckentheorie von G.STEINMANN (1907) und L.DE LAUNAY (1907) postuliert worden war, vertraten fast alle in diesem Raume tätigen Geologen später auch diese Ansicht. So wurden z.B. die 'argille scagliose' als Gleitdecke gedeutet, die einem ligurischen Faziesbereich entstammen soll. Die in den Argille steckenden Gesteinskörper, die eine sehr heterogene, lithologische Ausbildung und große altersmäßige Unterschiede (? Malm - Oligozän) aufweisen, wurden zum großen Teil nicht erwähnt.

Bei der vorangegangenen stratigraphischen Beschreibung wurde bereits der tektonische Zusammenhang der Serien angedeutet. Die Gesteine des oberen Reno-Tales können in drei tektonische Einheiten gegliedert werden :

1. Toskaniden II
2. Modino-Cervarola-Einheit (Emilianiden I)
3. Cantiere-Monghidoro-Einheit (Emilianiden II)

1. Toskaniden II (Hauptkamm-Macigno)

Der Hauptkamm-Macigno verliert zwar östlich Pievepelago seine morphologisch so markante Stellung im Hochapennin, doch kommt ihm als dem mächtigsten Sediment der Toskaniden II vermutlich auch noch weiter im Südosten eine überragende Stellung für die tektonischen Vorgänge im Nordapennin zu. So beeinflussen die Toskaniden auch den emilianischen Faziesbereich.

Seit S.LENCEWICZ (1917) und W.TILLMANN (1924) wird im Bereich der toskanischen Fazies eine Deckenüberschiebung der Toskaniden II aus dem Gebiet der heutigen Tyrrhenis über die autochthonen metamorphen Toskaniden I hinweg nach NE angenommen, da die Toskaniden II die etwa gleichaltrige Serie der

Toskaniden I tektonisch überlagern. K.GÜNTHER (1966), W.WACHSMUTH (1966), W.D.HARTUNG (1966) vermuten, daß der Sedimentationsraum der Toskaniden II auch nördlich der Toskaniden I gelegen haben könnte. Danach wären die Toskaniden II eher parautochthon als allochthon in Bezug auf die Toskaniden I zu bezeichnen. K.GÜNTHER (1966) nimmt dabei einen Verfrachtungsbetrag der Toskaniden II von 8 km in Richtung NE an.

Die Stirnfalte, das markanteste tektonische Element der Toskaniden II, prägt vom M.Orsaro bis zu den Alpe Tre Potenze die Landschaft des emilianisch-toskanischen Hochapennins. Südöstlich des Lima-Tales verliert der Macigno-Hauptkamm diese morphologisch dominierende Stellung.

Der Kontakt zwischen Hauptkamm-Macigno und Modino-Basisserien ist vermutlich auch im oberen Reno-Tal tektonisch. Darauf verweisen auch F.SAGGINI (1961) und im Raume um Pievepelago bzw. am Cerreto-Pass R.NARDI und M.TONGIORGI (1962), K.D.KRAMPE (1964) und K.J.REUTTER (1966).

Vom M.Cusna bis Prunetta liegen die Modino-Basisserien und der Modino-Sandstein randlich auf dem Hauptkamm-Macigno. Vom M.Cusna bis zur Cima dell'Omo und in der Umgebung des Libro Aperto sind Hauptkamm-Macigno, Modino-Basisserien und -Sandstein zusammen überkippt. Am M.Modino und zwischen dem Lima-Tal und Prunetta fallen jedoch die genannten Serien normal nach NE ein.

Es wird angenommen, daß entweder die Modino-Cervarola-Einheit randlich auf die Toskaniden II glitten (K.J.REUTTER, 1966) oder eine Unterschiebung der emilianischen Einheiten durch die Toskaniden II stattgefunden hat. In einem späteren Akt erfolgt dann die Faltung der Toskaniden II und der Modino-Cervarola-Einheit.

R.NARDI und M.TONGIORGI (1962) sehen dagegen im Modino-Sandstein und Hauptkamm-Macigno eine durch ein Olisthostrom unterbrochene sedimentäre Abfolge, die angeblich eine einheitliche Tektonik mitgemacht hat.

Östlich Prunetta und am Kontakt zu den Modino-Basisserien fallen die Grauwacken des Hauptkamm-Macigno durchschnittlich mit $140/30^{\circ}$ SW überkippt ein. Gegen diesen schmalen Saum stößt, durch eine mit 75° nach SW einfallende Abschiebung getrennt, mit $125/30^{\circ}$ N der normal gelagerte Flügel dagegen.

300 m SW Prunetta fällt der Macigno mit $130/20^{\circ}$ nach N ein. Der überkippt einfallende Flügel jedoch taucht hier nicht mehr auf. Zwischen den Gebieten östlich und westlich Prunetta verläuft vermutlich eine Seitenverschiebung, die mit einer Abschiebung verbunden ist. Die Verwerfung streicht etwa NE-SW, an ihr ist der Hauptkamm-Macigno östlich Prunetta um etwa 500 m in Richtung NE verschoben und um ca. 100 m gehoben worden.

Hauptkamm-Macigno
Ioskaniden II

Modino - Cervarda - Einheit
Emilianiden I

Cantiere - Monghidoro - Einheit
Emilianiden II



2. Modino-Cervarola-Einheit (Emilianiden I)

Diese Einheit unterscheidet sich auch in ihrer Tektonik vom Hauptkamm-Macigno (Toskaniden II). Sie wird durch Schuppen gekennzeichnet, die während der Faltung aus mindestens 5 Sätteln und 4 Mulden entstanden sind. Auf den Faltungsschub reagierten die Olisthostrom-Argille der Modino-Basisserien, der Pievepelago-Formation, der Sestola-Vidiciatico-Serie und des Hangendolisthostroms weitgehend inkompetent, die Grauwacken des Modino-, Cervarola- und Suviana-Sandsteins kompetent.

R.NARDI und M.TONGIORGI (1962) fassen die Modino-Cervarola-Einheit als eine durch Olisthostrome unterbrochene Fortsetzung des Hauptkamm-Macigno auf. Letzterer wird dabei zur 'falda toscana' gerechnet. Die Modino-Cervarola-Einheit im Hangenden des Hauptkamm-Macigno besitzt nach Ansicht dieser Autoren eine semiautochthone Stellung. Diese Ansicht wird in Kapitel 4 diskutiert.

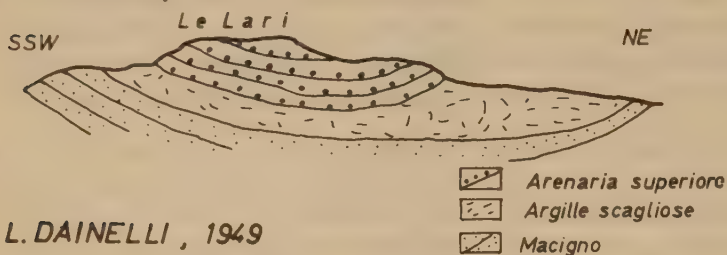
Der Modino-Cervarola-Einheit kommen, sieht man sie als sedimentäre Fortsetzung der 'falda toscana' an, dieselben oder etwas geringere Überschiebungsweiten zu wie der 'falda toscana'. Ist sie dagegen mit dem Hauptkamm-Macigno gleichaltrig, so muß man annehmen, daß die Modino-Cervarola-Einheit zumindest an ihrer südwestlichen Begrenzung den Hauptkamm-Macigno in südwestlicher Richtung um einige km überfahren hat.

2.1 Modino-Basisserien und -Sandstein

Der Modino-Sandstein und teilweise auch die Modino-Basisserien sind in einen liegenden nordvergenten Sattelbau einbezogen worden. Im hier untersuchten Gebiet ist dieser Sattel im Scharnier durchschert und in zwei Schuppen umgeformt. Die aus dem normal einfallenden Sattelflügel gebildete Schuppe ist dabei randlich über den überkippt gelagerten Flügel geglitten. Der Aufschiebungsbetrag entlang der Schuppenbahnen konnte nur selten festgestellt werden, doch wird vermutet, daß er stets kleiner als 200 m ist.

Die Modino-Argille zeigen ein weitgehend plastisches Verhalten. Marmoreto-Mergel und Fiumalbo-Schiefer sind teil-

F. SAGGINI, 1961



L. DAINELLI, 1949



G. v. STRUENSEE, 1967

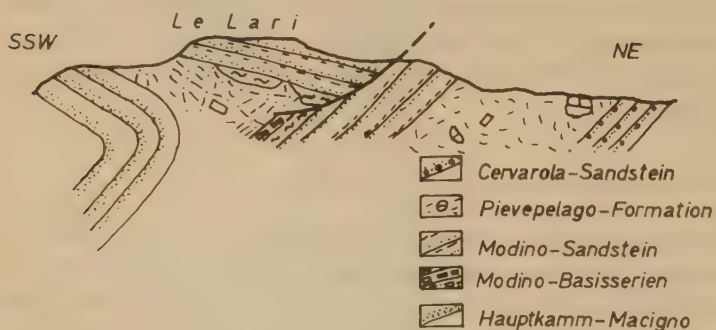


Abb.6 Gegenüberstellung der verschiedenen geologischen Interpretationen im Raume San Marcello Pist. - Prunetta

weise verschuppt. Auch der kompetente Modino-Sandstein hat sich stellenweise auf seiner inkompetenten Unterlage selbständig gemacht und ist nach NE geglitten. Hiermit können die Verwerfungen nordöstlich Piano Ciliegia in Verbindung gebracht werden. Sie streichen NNE bis NE; ihr Einfallen konnte nicht bestimmt werden. An dieser Stelle ist der normal einfallende Modino-Sandstein um ca. 200 m nach NE über den Liegendflügel geglitten und grenzt nun teilweise an die Pievepelago-Argille.

Östlich des Reno zwischen Poggio della Cupa und Campagnana stehen 3 ungefähr 300 und 10000 m² große Areale mit Modino-Argille und Fiumalbo-Schiefern an. Der Poggio della Cupa im Norden der Vorkommen wird von der Inversflügel-Schuppe aufgebaut. Südlich Campagnana fällt die Normalflügel-Schuppe nach NE ein. Es wurden hier NW-SE verlaufende Störungen angenommen, die den Nordrand der aufgeschlossenen Modino-Basisserien bilden. An diesen Verwerfungen ist der jeweils nördlich vorgelagerte, überkippt gelagerte Modino-Sandstein um 20 bis 40 m abgesunken.

Die Störungen in der Forra Pellinaglie und -di Marccone sind vermutlich Abschiebungen, die mit einer gewissen Schollenkipfung verbunden und wahrscheinlich jünger als die Faltung sind. Der jeweilige Verwerfungsbetrag ist wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht feststellbar.

L.DAINELLI (1949) und F.SAGGINI (1961) interpretieren auch die Tektonik der Gesteine nördlich Prunetta anders (Abb.6). Beide Autoren haben die teilweise überkippte Lagerung des Hauptkamm-Macigno und des Modino-Sandsteins übersehen. L.DAINELLI (1949) bezeichnet die Sandsteine von Prunetta bis nördlich Molino del Pallone als 'Macigno', die Modino-Basisserien und die Pievepelago-Formation als 'Argille scagliose'. DAINELLI erklärt die Stellung des Sandsteinkomplexes, der in dieser Arbeit als Modino-Sandstein bezeichnet wird, durch fast saigere Aufschiebungen, die an der Grenze 'Argille scagliose' -aufgeschobener Macigno ver-

laufen. - Modino-Basisserien und -Sandstein sind bei F.SAGGINI (1961) allochthone Sedimente des ligurischen Faziesbereiches. Diese Ansicht ist nicht richtig, da nachgewiesen werden konnte, daß u.a. der Modino-Sandstein das normale stratigraphisch Liegende der Pievepelago-Formation und des Cervarola-Sandsteins darstellt.

2.2 Cervarola-Sandstein

Diese Sandsteinsfolge ist mit ca. 2000 m das mächtigste Schichtglied der Modino-Cervarola-Einheit. Senkrecht zum Streichen gemessen zeigt er eine etwa viermal so große Ausdehnung als der Modino-Sandstein. Der Cervarola-Sandstein läßt sich von SW nach NE in folgende Schuppen- und Sattelbereiche gliedern :

- | | |
|--|-------------------|
| 1. Basissschuppe | invers einfallend |
| 2. M.Cervarola-Corno alle Scale-Komplex | normal einfallend |
| 3. M.di Orsigna-Schuppe | invers einfallend |
| 4. Normalflügel-Schuppe der Zentralen Schuppenzone | |
| 5. Inversflügel-Schuppe " " " | |
| 6. Granaglione-Sattel | |

Die Zonen sind durch Schuppenbahnen begrenzt, entlang derer die einzelnen Schuppen von SW nach NE aufeinander-glitten. Diese Aufschiebungen streichen im Westen 150° , im Osten des Untersuchungsgebietes 110° . Ihr Einfallen schwankt zwischen 30° und 70° SW.

Die Schuppen resultieren aus den Flanken überkippter und eng gefalteter Mulden und Sättel. Sie glitten während der Faltung dachziegelartig übereinander. Die Aufschiebungsbeträge lassen sich an keiner Stelle exakt feststellen, doch scheinen sie von SW nach NE abzunehmen.

Zwischen dem M.Cervarola - Corno alle Scale-Komplex (MCCS-Komplex) im Nordosten und der Pievepelago-Formation im Südwesten schaltet sich ein schmaler Streifen einer überkippt nach Südwesten einfallenden Schuppe ein. Sie zeigt stets einen stratigraphischen Kontakt zur Pievepelago-Formation. Da sie hier als das Liegende des

Cervarola-Sandsteins erscheint, wurde sie Basisschuppe genannt. Sie läßt sich von Piteccio bis fast nach Maresca verfolgen. Dort ist sie in Richtung W längs einer Störung abgeschoben und damit verschwunden. Die Streich- und Fallwerte der Basisschuppe liegen durchschnittlich bei $145/50^{\circ}\text{SW}$. Ein Kontakt zum M.Cervarola-Corno alle Scale-Komplex ist nicht aufgeschlossen. Infolge des Fehlens von Leithorizonten konnte der Aufschiebungsbetrag nicht rekonstruiert werden.

Eine besondere Stellung nimmt die kleine Schuppe zwischen dem MCCS-Komplex und der Basisschuppe ein. Sie liegt nördlich Campo Tizzoro und erstreckt sich vom Reno-Tal bis in die Umgebung von Maresca. Die Sandsteinbänke hier fallen schwach nach NE ein. Es wird vermutet, daß diese Schuppe während der Faltung als Teil einer ehemaligen Muldenflanke, die zwischen Basisschuppe und MCCS-Komplex bestanden haben muß, nach oben geglitten ist. Kontakte zu den umgebenden Schuppen sind nicht aufgeschlossen.

Der MCCS-Komplex bildete offenbar zusammen mit der M.di Orsigna-Schuppe einen Sattel. Durch den anhaltenden Faltungsschub ist der MCCS-Komplex teilweise über die ihm nördlich vorgelagerte, überkippte Schuppe geglitten. Der MCCS-Komplex zeigt mit ca. 2000 m die größte im untersuchten Gebiet gemessene Mächtigkeit. Auch die Längserstreckung ist beträchtlich. Er beginnt am M.Cervarola und zieht sich über den Passo Porrettana nach Osten. Um dies hervorzuheben, wurde in Übereinstimmung mit H.HEYMANN (1967) der Name M.Cervarola-Corno alle Scale-Komplex gewählt.

Während das Einfallen relativ konstant zwischen 30 und 50°SW liegt, biegt der MCCS-Komplex im Streichen von ca. 150° im Westen bis 120° im Osten des Untersuchungsgebietes um.

Südöstlich des Poggio Malandrini treten zahlreiche Störungen auf, die bei annähernd saigerem Einfallen zwischen 10 und 40° streichen. Die Störungen werden als kleinere Abschiebungen gedeutet, die, manchmal mit Verkippungen verbun-

den, durch den grobbankigen Unteren Cervarola-Sandstein zu erkennen sind. Der Versatz beträgt 5 bis 20 m.

Die M.di Orsigna-Schuppe besteht aus Cervarola-Sandstein und westlich des M.di Orsigna auch aus der Sestola-Vidiciatico-Serie. Diese überkippte Schuppe ist dem MCCS-Komplex nördlich vorgelagert. Auch hier beträgt das Streichen im Westen rund 160° und im Osten 125° . Das Einfallen schwankt zwischen 40° und 75° SW. In Richtung NE-SW scheint die Schuppe am Südhang des M.di Orsigna nach Süden leicht abzutauchen.

Zwar scheint sich die M.di Orsigna-Schuppe außerhalb des Untersuchungsgebietes nach Osten fortzusetzen, doch westlich des Torrente Silla ist unterhalb des M. La Nuda ein normal nach SW einfallender Faltenflügel erhalten geblieben (H.HEYMANN, 1967).

Kontakte zwischen dem MCCS-Komplex und der M.di Orsigna-Schuppe sind am Osthang des M.Gennaio aufgeschlossen. Obwohl das Streichen der beiden Schuppen ungefähr bei 150° liegt, fällt der MCCS-Komplex normal mit 20° , die M.di Orsigna-Schuppe mit 50° überkippt nach SW ein. Der Aufschiebungsbetrag kann auch hier nicht angegeben werden, da die mächtigen Grauwackenbänke des Unteren Cervarola-Sandsteins in der M.di Orsigna-Schuppe nicht nachgewiesen wurden.

Auch die Bereiche, in denen die M.di Orsigna-Schuppe und die Normalflügel-Schuppe der Zentralen Schuppenzone (ZSZ) zusammenstoßen, sind gut aufgeschlossen wie beispielsweise am Passo della Donna morte, sowie an den Straßen Ponte della Venturina - Pracchia und Ponte della Venturina - Spedaletto.

Die ZSZ stellt den vielgestaltigsten Bereich innerhalb der Modino-Cervarola-Einheit dar. Im Süden wird sie von der M.di Orsigna-Schuppe und im Norden vom Granaglione-Sattel begrenzt. Sie setzt sich aber in die öst- und westlich angrenzenden Gebiete fort.

Westlich der Kammlinie Rombiccaio-M.Pianacetto kann die ZSZ in zwei Zonen nordostvergenter Sättel aufgegliedert werden, die mit H.HEYMANN (1967) M.Grande- und Monteacuto-Sattel genannt wurden.

Der M.Grande-Sattel beginnt westlich des Untersuchungsgebietes bei Vidiciatico. Von hier aus kann er bis zum M.Pianacetto verfolgt werden. Östlich des M.Grande steht noch im Hangenden des überkippten Flügels die SV-Serie an (E.AMADESI, 1965, H.HEYMANN, 1967). Der überkippte Flügel des M.Grande-Sattels scheint von NW nach ESE an Mächtigkeit abzunehmen, denn am M.Grande wurden 600 m (H.HEYMANN, 1967) und am M.Pianacetto nur noch 70 m gemessen. Diese Mächtigkeitsabnahme ist vermutlich auf Abscherungen zurückzuführen. Die Sattelumbiegung ist teilweise 1,3 km südlich Monteacuto erhalten. Die B-Achse wurde mit $140/10^{\circ}\text{W}$ eingemessen.

Die Zone des Monteacuto-Sattels schließt sich nördlich an den Bereich des M.Grande-Sattels an. Sie ist durch Stauchungserscheinungen im normal einfallenden Flügel des nordostvergenten Sattels charakterisiert. Auf der Kammlinie südwest- und nordöstlich Monteacuto dell'Alpi wurden insgesamt 6 Spezialfalten: 4 Sättel und 3 Mulden beobachtet (Profil 5). Die Faltenachsen tauchen mit $125-145/5-20^{\circ}$ nach Nordwesten ab. Die Faltungsumbiegung des Monteacuto-Sattels vom Invers- zum Normalflügel wurde nicht gefunden, obwohl der Kontakt der beiden Flügel an vielen Stellen aufgeschlossen ist. Stets wird der überkippte Flügel vom normal einfallenden durch eine Störung getrennt. Es wird vermutet, daß sowohl im M.Grande- wie im Monteacuto-Sattel sich der Hangendflügel um schätzungsweise 30-100 m auf den Liegendflügel geeschoben hat. Das Gestein im Kontaktbereich ist so wenig gestört, daß angenommen werden kann, daß der Aufschiebungsbetrag sich im Dekameter-Bereich bewegt.

Östlich des M.Pianacetto läßt sich die ZSZ nicht mehr in 2 Sattelzonen gliedern. Erst im Tal der Limentra di Sambuca bei Corniolo erscheint wieder eine etwa 80 m mächtige überkippte Schuppe, die unter Umständen mit dem Liegendflügel

des M.Grande-Sattels verbunden werden kann.

Sowohl in der Normal- wie in der Inversflügel-Schuppe der ZSZ kann wieder ein Umschwenken des Streichens der Schichten beobachtet werden. Im Westen, am M.Cavallo, beträgt das Streichen ca. 140° , im Osten in der Umgebung des M.La Tose nur noch 100° .

In der Normalflügel-Schuppe fallen 4 größere ungefähr NE-SW streichende Störungen auf, die aber nur im Tal des Reno und der Limentra di Sambuca hinreichend aufgeschlossen sind. Keine der Verwerfungen reicht an die NW-ESE streichenden Schuppenbahnen der ZSZ heran. Die Störungen bewirken Verkipnungen der einzelnen Schuppen gegeneinander, denn der Cervarola-Sandstein fällt an den Straßenaufschlüssen des Reno-Tales mit 15 bis 35° nach WNW, auf dem gegenüberliegenden östlichen Flußufer des Reno mit 30 bis 50° nach Süden ein. Diese Störungen können nicht näher charakterisiert werden, da Leithorizonte weitgehend fehlen. Nur nördlich Biagone ist durch die Konglomerate des Unteren Cervarola-Sandsteins eine Vergleichsmöglichkeit gegeben. Die Bänke des Unteren Cervarola-Sandsteins wurden mit $120/35^{\circ}$ SW eingemessen, der undifferenzierte Cervarola-Sandstein westlich der Störung taucht mit $25/20^{\circ}$ nach Westen ab. Es liegt die Vermutung nahe, daß hier mit Abschiebungen erneut Verkipnungen des im Westen anstehenden Cervarola-Sandsteins verbunden sind. Über den Versatz der Abschiebungen kann keine Aussage gemacht werden. Man darf annehmen, daß diese Störungen jünger als die Faltung sind und mit der Hebung des Gebirges in Verbindung stehen.

Der Bereich, in dem Normal- und Inversflügelschuppe sich berühren, ist nur bei Posola und südwestlich des M.Trespa aufgeschlossen. Am M.Trespa scheint noch ein verfalteter Übergang geblieben zu sein (Abb.7). Auch am M.La Tose könnte ein solcher Übergang vorliegen. Hier stößt der normal nach N einfallende Cervarola-Sandstein mit $110/40^{\circ}$ N an die mit $95/60^{\circ}$ S eingemessene Inversflügel-Schuppe. Eine Faltenumbiegung ist nicht aufgeschlossen.

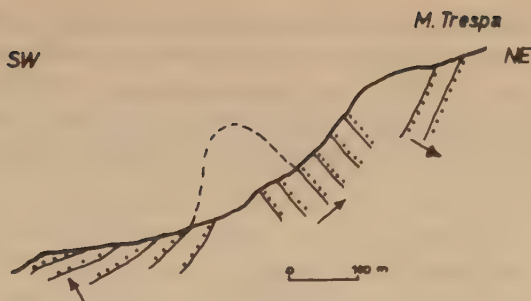


Abb. 7 Kontakt Normal-Inversflügel-Schuppe. Südwesthang des M. Trespa

Über den Aufschiebungsbetrag zwischen Normal- und Inversflügel-Schuppe können keine Angaben gemacht werden. Doch wird vermutet, daß er von NW nach ESE zunimmt, denn K. HEMMER (1966) nimmt östlich der Limentra di Treppio an, daß die Normalflügel-Schuppe um 1500 m nach N über den überkippt einfallenden Flügel gegliedert ist.

Die Inversflügel-Schuppe bzw. der überkippte Flügel des Monteacuto-Sattels setzen sich westlich der Ortschaft Granaglione aus Cervarola-Sandstein und SV-Serie zusammen. Wie bei der M. di Orsigna-Schuppe nimmt die Mächtigkeit der SV-Serie von NW nach SE ab. Östlich der Linie Granaglione - M. di Orsigna ist die SV-Serie verschwunden. Eine Erklärung hierfür kann in dem Umschwenken der Streichwerte von NW nach E und vermutlich auch in dem in derselben Richtung zumindest bis zum M. Calvi zunehmenden Betrag der Aufschiebungen gesehen werden. Die SV-Serie ist vermutlich von NW nach E zunehmend während der Faltung und der anschließenden Verschuppung der Modino-Cervarola-Einheit abgeschert und ausgequetscht worden.

Die einzige noch erhaltene Faltenstruktur innerhalb der Modino-Cervarola-Einheit stellt der nordostvergente Granaglione-

Sattel dar. Er zeichnet sich durch eine zweiseitige Achsen-depression aus, denn bei Casale di Lizzano in Belvedere und bei Poggio di Badi im Osten des Untersuchungsgebietes taucht der Granaglione-Sattel unter die SV-Serie und unter die In-versflügel-Schuppe bzw. den überkippten Flügel des Monte-acuto-Sattels ab.

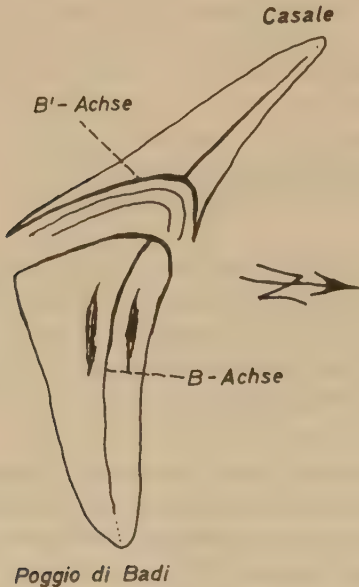


Abb.8
Raumbild des
Granaglione-
Sattels

Auch der Granaglione-Sattel biegt in seinem Streichen von ca. 130° im Nordwesten bis 100° im Osten um. So schiebt die B-Achse bei Casale mit $130/30^{\circ}$ nach Nordwesten und bei Poggio di Badi mit $100/30^{\circ}$ nach Osten ein. Aus dem Umbiegen und Abtauchen der Sattelachse resultiert eine B'-Achsen-kulmination, die man als Querfalte deuten kann (siehe Dis-

kussion der Schichtflächendiagramme - Kap. 3.1). Sie streicht ungefähr 15° und verläuft parallel einer gedachten Linie M.dei Boschi - M.Granaglione.

Nördlich und südlich des Poggio La Croce bei Pratopiano wird die große Faltenumbiegung des Granaglione-Sattels von kleineren Falten begrenzt. In den beiden Mulden nord- und südlich der Hauptsattelachse stehen noch die SV-Argille an. Die Muldenachsen schieben mit ca. $115/15^{\circ}$ (Pratopiano) und $95/10^{\circ}$ (südlich des Poggio la Croce) nach Osten ein. An die Mulde südlich des Poggio La Croce schließt sich am Poggio Torracchio ein schwach nordvergenter Sattel an. Die Faltenumbiegung ist nicht erhalten.

Wie der Monteacuto-Sattel so zeigt auch der Granaglione-Sattel eine Vielzahl von Spezialfalten (Tafel 2-6). Sie sind vermutlich auf eine Stauchungstektonik zurückzuführen, die während der Faltung des späteren Granaglione-Sattels wirkte. Die Spezialfalten sind gut an der Straße Ponte della Venturina - Molino del Pallone aufgeschlossen. Die im Gelände eingemessenen B-Achsen streichen 100 bis 115° und fallen mit 5 bis 20° nach Osten ein.

2.3 Suviana-Serie

Die Turbiditsedimentation, die den Cervarola-Sandstein aufbaut, wird vom SV-Olisthostrom unterbrochen und setzt erneut mit dem Suviana-Sandstein ein. - Die Suviana-Serie ist von Suviana nach Westen nicht durchgehend aufgeschlossen. Es wird vermutet, daß die in ihrer Mächtigkeit stark schwankende Suviana-Serie sich bei der Faltung in einzelne Schollen auflöste. Dabei entstanden auch kleinere Abschiebungen und Verbiegungen. Bei Porretta durchbrechen Reno und Rio Maggiore die Gesteine der Suviana-Serie. Die Serie ist am Ostufer des Reno um ca. 10 m, im Osten des Rio Maggiore um ungefähr 5 m gehoben worden. - Das Streichen des Suviana-Sandsteins liegt

relativ konstant zwischen 105° und 120° . Das Einfallen jedoch schwankt zwischen 25° und 70° NNE. Im Bachbett der Castellina ist der hier nur 9 m mächtige Suviana-Sandstein gefaltet. Im Süden des Aufschlusses fällt er mit 60° , 5 m weiter nördlich nur noch mit 20° überkippt nach Süden ein.

Die tektonische Stellung der Suviana-Serie wird allgemein in der Literatur als autochthon angesehen. P.PRINCIPI (1930) nimmt dagegen an, daß die 'Argille scagliose' im Liegenden des 'Macigno' längs einer Diskordanz während des Langhiano hochdrangen und den miozänen (Suviana-Sandstein) vom oligozänen Macigno (Cervarola-Sandstein) trennten. R.SIGNORINI (1936, 1939) interpretiert den 'Macigno di Porretta' als eine vom Hangenden des Cervarola-Sandstein abgeschernte Klippe, die in die 'Argille scagliose' glitt. E.AMADESI (1965) nimmt ebenfalls eine parautochthone Stellung für die 'formazione di Porretta' (Suviana-Serie) an, da er diese Schichtfolge älter als den oberen Teil des Cervarola-Sandsteins einstuft. Alle drei Autoren deuten die Kontakte zwischen dem Cervarola-Sandstein, der SV- und der Suviana-Serie als tektonisch. Sie stehen damit im Widerspruch zur hier vertretenen Ansicht, daß es sich um nicht tektonische Kontakte handelt.

2.4 Pievepelago-Formation, Sestola-Vidiciatico-Serie und Hangend-Olisthostrom

Alle drei Serien sind durch große Olisthostrome gekennzeichnet, welche die große Bodenunruhe widerspiegeln, die während der Sedimentation der Emilianiden I herrschte. Zu den Olisthostromserien könnte man auch die Modino-Argille rechnen. Doch stellten die Modino-Argille vermutlich einen durch Olisthostrome zerstörten Schichtverband dar, dessen Sedimente ein Alter von Apt bis Eozän haben. Sie wurden vor Beginn der eigentlichen Flysch-

sedimentation als Olisthostrom bewegt. Deshalb wurde die Tektonik der Modino-Argille im Kapitel 'Modino-Basisserien und Sandstein' beschrieben.

In der Pievepelago-Formation hat sich infolge der Inkompetenz der Gesteine keine besondere Tektonik entwickelt. Die von W nach E abnehmende Mächtigkeit läßt vermuten, daß es innerhalb der Serie zu weitgehenden Abschiebungen kam. Der Pievepelago-Sandstein fällt in der Nähe des überkippten Flügels des Modino-Sandsteins ebenfalls überkippt nach SW ein. Sonst zeigt er aber Meßwerte, die von Aufschluß zu Aufschluß verschieden sind.

Tektonisch interessanter ist die Stellung der Schiefer von Pracchia. Sie liegen an der Aufschiebung zwischen dem MCCS-Komplex und der M.di Orsigna-Schuppe und stoßen mit $135/30^{\circ}\text{SW}$ an die mit $115/50^{\circ}\text{S}$ gemessenen Grauwacken der M.di Orsigna-Schuppe. Kontakte zum MCCS-Komplex sind nicht sichtbar. Nach Osten und Westen lassen sich die Schiefer nicht weiter verfolgen. Wie schon im stratigraphischen Teil ausgeführt wurde, werden die Schiefer als Teil der Pievepelago-Formation gedeutet. Sie sind offenbar während der Faltung abgesichert und an der Schuppenbahn zwischen MCCS-Komplex und M.di Orsigna-Schuppe hochgeschleppt worden.

Die dritte Olisthostrom-Serie innerhalb der Modino-Cervarola-Einheit stellt die Sestola-Vidiciatico-Serie mit dem Cervarola-Sandstein im Liegenden und der Suviana-Serie im Hangenden dar. Da die SV-Mergel nur im Hangenden des Cervarola-Sandsteins anstehen, passen sie sich weitgehend der Tektonik des Liegendflügels des Monteacuto-Sattels und der M.di Orsigna-Schuppe an. Das SV-Olisthostrom zeichnet sich durch eine gewisse Sonderstellung aus. Zwischen Rio Maggiore im Westen und dem Lago di Suviana im Osten des Untersuchungsgebietes hat die SV-Argille weitgehend ihren Schichtverband gewahrt. Man kann deshalb an vielen Stellen Streichen und Fallen an den Kalkbänken messen (Tafel 2 - a). Die Deutung als Olisthostrom ist deshalb nicht ganz zutreffend. Es wird

angenommen, daß hier die SV-Argille innerhalb des Olisthostroms als submarine Gleitmasse bewegt wurde. Darauf weist auch das Fehlen von Olistholithen aus nicht zur SV-Serie gehörendem Material und der erhalten gebliebene Schichtverband hin.

Östlich des Lago di Suviana und westlich des Rio Maggiore ist ebenso wie im Hangenden der M.di Orsigna-Schuppe und des Liegendflügels des Monteacuto-Sattels der Olisthostrom-Charakter der SV-Argille deutlich entwickelt.

Ein Kontakt SV-Argille - Suviana-Serie wurde nicht gefunden. Doch fällt auf, daß die im Hangenden des SV-Olisthostroms vermehrt auftretenden Mergeleinschaltungen in der Nähe der Suviana-Serie verfaltet sind. Daraus könnte man auf eine Diskordanz schließen, die aber nicht durch die Tektonik bedingt, sondern vermutlich eine Folge des Gleitprozesses der SV-Argille ist.

Da die Suviana-Serie westlich des Rio Maggiore nur noch bei den Case Rossi aufgeschlossen ist, war es auf Grund der fehlenden lithologischen Unterschiede nicht möglich, eine exakte Grenzziehung zwischen den SV- und den Hangendargille vorzunehmen. Über den Kontakt zwischen SV-Serie und Hangendolisthostrom kann somit keine Aussage gemacht werden.

Über den Suviana-Sandstein lagern konkordant die Hangendargille. Das Hangendolisthostrom schließt die Modino-Cervarola-Einheit zum Hangenden hin ab. Charakteristisch für dieses Olisthostrom sind die zahlreichen Olistholithe, die dem Alter nach der Unterkreide, dem Cenoman, Paläozän, Eozän und Oligozän angehören.

Die vier verschiedenen Olisthostrom-Argille sind lithologisch sehr ähnlich. Doch kann daraus nicht geschlossen werden, daß sie alle demselben Herkunftsgebiet entstammen. Die meisten Autoren beziehen die 'Argille scagliose' als ligurische Decke aus der Tyrrhenis. Diese Ansicht wird hier nicht vertreten. Es wird angenommen, daß die Olisthostrome aus Gebieten des emilianischen Faziesraumes (K.J.REUTTER

und C.W.SAMES, 1964), vielleicht auch von der Toskaniden und Emilianiden trennenden Schwelle kamen.

Die Ansichten über die tektonische Position der 'Argille scagliose' im untersuchten Gebiet gehen zum Teil weit auseinander. T.LIPPARINI (1944) postuliert zum ersten Mal im Gebiet um Porretta/Terme mehrere Argille-Decken. Er parallelisiert sie mit folgenden von ihm benannten Schichten :

1. 'Marnoscisti grigio-verdi' (SV-Serie), 2. 'Argille scagliose ofiolitiferi' (Hangendolisthostrom und z.T. Cantiere-Argille), 3. 'Marnoscisti mangesiferi' (z.T. Cantiere-Argille). Auch E.AMADESI (1964) nimmt 2 'coltre di scivolamento gravitativo' an, die mit der 'formazione di Ponte della Venturina' (SV-Serie) und den 'terreni caotici ofiolitiferi' (Hangend-Olisthostrom und Cantiere-Argille) identisch sind. E.AMADESI (1964) führt den Aufschluß bei Poggio di Badi, der in dieser Arbeit als nicht tektonischer Kontakt zwischen SV-Olisthostrom und Cervarola-Sandstein beschrieben wird, als ein 'contatto tettonico chiaramente visibile' an. Den Beweis glaubt AMADESI in einer 'discordanza nettissima' zwischen 'saiger stehendem oder überkipptem 'Macigno' (Cervarola-Sandstein) und mit 35° nach NE (!) einfallender 'formazione di Ponte della Venturina' (SV-Serie) gefunden zu haben. Dagegen sprechen die in seine Karte eingetragenen Meßwerte, die mit denen dieser Kartierung übereinstimmen. Sie sagen nämlich genau das Gegenteil aus. Sieht man vom Kontaktbereich ab, so besteht zwischen dem Cervarola-Sandstein und der SV-Argille meist eine Konkordanz. Das ist an den meisten Aufschlüssen zu sehen, die einen Abstand von weniger als 1 km zum Cervarola-Sandstein haben. An der Straße Poggio di Badi nach Badi fallen die SV-Argille konstant mit ca. $90/30^{\circ}$ nach Süden ein, die Inversflügel-Schuppe der ZSZ zeigt 400 m in südwestlicher Richtung von der Straße entfernt ungefähr das gleiche Einfallen.

Eine ganz andere tektonische Interpretation gibt P.PRINCIPI (1930). Die 'Argille scagliose' sind nach seiner Meinung am Ende des Unter-Miozäns an einer Verwerfung von der Basis des

Macigno weg nach oben gedrungen. Gegen diese Behauptung sprechen die 'geschichteten' SV-Argille und die nicht tektonischen Kontakte zwischen SV-Serie und Cervarola-Sandstein.

2.5 Sandkalk von Torre Malavita

Dieses Gestein steckt als einziges paläozänes bis eozänes Vorkommen in den Cantiere-Argille der Cantiere-Monghidoro-Einheit. Es wird angenommen, daß die insgesamt $0,2 \text{ km}^2$ großen Sedimentkörper als Olistholithe zum Hangendolisthostrom der Modino-Cervarola-Einheit gehörten. Während der Faltung, die vielleicht gleichzeitig mit der Verfrachtung des Hangendolisthostroms einsetzte, löste sich der Sandkalk von Torre Malavita aus dem Olisthostromverband und wurde in die Cantiere-Argille hineinbefördert. Der Sandkalk von Torre Malavita wird deshalb als Klippe der Modino-Cervarola-Einheit in der Cantiere-Monghidoro-Einheit gedeutet.

3. Gefügeanalyse

Die Pole der gemessenen Schicht- und Kluftflächen im Hauptkamm-Macigno (Toskaniden II) und in der Modino-Cervarola-Einheit wurden mit Hilfe des SCHMIDT'schen Netzes (Untere Lagenkugel) nach der Methode von B.SANDER (1948) dargestellt und konnten zum überwiegenden Teil statistisch ausgewertet werden. Die Schichtflächendiagramme sind auf der Tektonischen Karte, die Kluftflächendiagramme in Abb. 9 aufgezeichnet.

Folgende Symbole werden verwandt :

ss	- Schichtfläche
β_{ss} -Achse	- aus Schichtflächenpolen konstruierte Faltenachse
B-Achse	- im Gelände eingemessene Faltenachse
B'-Achse	- im Gelände eingemessene Querfaltenachse
β'_{ss} -Achse	- aus Schichtflächenpolen konstruierte Querfaltenachse

Mit dieser vergleichenden Gefügeanalyse wird versucht, eventuell vorhandene Unterschiede und Gemeinsamkeiten zwischen den Einheiten zu ermitteln. Es soll weiter geklärt werden, ob die Schuppen der Modino-Cervarola-Einheit noch β_{ss} - und β'_{ss} -Achsen aufweisen und welches Verhältnis sie zur B- und B'-Achse des Granaglione-Sattel, der einzigen noch erhaltenen Faltenstruktur in der Modino-Cervarola-Einheit, besitzen. Die Kluftdiagramme sollen die im Gelände beobachteten jüngeren Klüfte mit den von der Faltung geprägten Klüften in Beziehung setzen.

3.1 Schichtflächendiagramme

Hauptkamm-Macigno (Toskaniden II)

Diagramm DS₁ - Für die vermutliche Stirnfalte läßt sich ein $\beta_{ss} = 120/10^{\circ}E$ konstruieren. Durch das nur 1 km² große Gebiet und durch die schlechten Aufschlußverhältnisse stehen nur 21 ss-Flächen-Messungen zur Verfügung. Eine statistische Auswertung ist deswegen nicht sinnvoll. Die Flächenpole liegen annähernd auf einem π -Kreis.

Modino-Cervarola-Einheit

Diagramm DS₂ - Die 58 Meßwerte der Schichtflächen des Modino-Sandsteins ergeben einen ausgeprägten NE-SW gestreckten Polgürtel. Die Normalflügel-Schuppe scheint im Gegensatz zu allen anderen Schuppen der Modino-Cervarola-Einheit gegenüber der Inversflügel-Schuppe nicht verkippt oder verdreht zu sein. Die β_{ss} -Achse entspricht mit $110/8^{\circ}E$ der des Hauptkamm-Macigno.

Die Diagramme der Schichtflächenpole der Schuppen des Cervarola-Sandsteins zeichnen sich durch mehr oder weniger deutliche Maxima aus. Durch das überwiegende Einfallen der Schuppen nach SW sind große Teile der Diagramme nicht besetzt. Sämtliche Schuppen scheinen gegeneinander etwas verdreht zu sein.- Das Umschwenken des Streichens der ss-Flächen von durchschnittlich 150° im Westen bis 110° im Osten des Untersuchungsgebietes und das verschiedene Schichteinfallen erbrachte eine meist schwach entwickelte Längung der Polmaxima, durch die dann die Konstruktion von β_{ss} - und β'_{ss} -Achsen möglich wurde. Die β'_{ss} -Achsen sind ein weiteres Charakteristikum der Schuppen und Sättel des Cervarola-Sandsteins. Unter β'_{ss} -Achsen werden Querfaltachsen verstanden, die ungefähr senkrecht zur Hauptfaltachse in den Achsenkulminationen und -depressionen verlaufen.

Diagramm DS₃ - Aus den 63 Schichtflächenpolen der Basis-schuppe ergab sich ein β_{ss} von $110/24^{\circ}NW$. Die β_{ss} -Achse taucht im Gegensatz zu den Achsen im Modino-Sandstein und Hauptkamm-Macigno nach WNW ab, ihr Streichen ist aber annähernd gleich. Die südöstliche Ausbuchtung der Polfelder nach Osten kann als Ansatz eines E-W gestreckten Polgürtels gedeutet werden. Der dadurch gelegte π -Kreis weist auf eine β'_{ss} -Achse mit dem Wert $174/16^{\circ}S$ hin, die nahezu senkrecht auf β_{ss} steht. Dies ist ein Hinweis darauf, daß beide gleichzeitig entstanden sind und dem gleichen Faltungsakt angehören.

- Diagramm DS₄ - Im normal nach SW einfallenden M.Cervarola-Corno alle Scale-Komplex wurde für $\beta_{ss}=125/10^{\circ}\text{NW}$ bei 66 Meßwerten ungefähr der gleiche Wert wie für die Basisschuppe gefunden. Die insgesamt im NE des Diagramms gelegenen Maxima ähneln denen der Basisschuppe. Neben der β_{ss} -Achse zeigt auch die β'_{ss} -Achse mit $6/35^{\circ}\text{S}$ einen ähnlichen Wert.
- Diagramm DS₅ - Für die M.di Orsigna-Schuppe ergibt sich etwa die gleiche Häufung der 64 Schichtflächenpole wie in den schon besprochenen südlichen Schuppen. Die schwache NNE-SSW Erstreckung des Maximums gestattet einen Großkreis zu konstruieren, aus dem sich ein β_{ss} von $115/20^{\circ}\text{NW}$ ergibt. Aus dem 5%-Maximum entsteht eine β'_{ss} -Achse, die mit $20/50^{\circ}\text{S}$ angegeben werden kann.
- Diagramm DS₆ - Die 144 Schichtflächen-Messungen stammen aus der Normalflügel-Schuppe der ZSZ, dem M.Grande-Sattel und dem Normalflügel des Monteacuto-Sattels. Die Pole sind nur in zwei Richtungen tautozonal ausgerichtet und zeigen zwei stärker ausgeprägte Polgürtel. Durch den N-S verlaufenden Gürtel lassen sich zwei π -Kreise ziehen. Die daraus resultierenden Pole ergeben Werte, die bei $95/25^{\circ}\text{W}$ und $140/15^{\circ}\text{NW}$ liegen. $\beta_{ss}=95/25^{\circ}\text{W}$ läßt sich mit den in der Umgebung des M.Cavallo aufgeschlossenen Spezialfalten in Verbindung bringen, deren B-Achsen mit $105/15^{\circ}\text{W}$ eingemessen wurden. Die B-Achse des M.Grande-Sattels und der Sattel und Mulden nord- und südlich von Monteacuto erbrachten Werte zwischen $125-145/5-15^{\circ}\text{NW}$, die mit der β_{ss} -Achse $140/15^{\circ}\text{NW}$ übereinstimmen. In E-W Richtung ist ebenfalls ein π -Kreis vorhanden. Der Durchstoßpunkt der Normalen liegt bei $175/15^{\circ}\text{S}$. Wie in den umgebenden Schuppen kann auch hier eine β'_{ss} -Achse angenommen werden. $\beta'_{ss} = 175/15^{\circ}\text{S}$ steht außerdem senkrecht auf $\beta_{ss} = 95/25^{\circ}\text{W}$. Weniger ausgeprägt ist ein Großkreis, dessen Pol bei $60/20^{\circ}\text{W}$ liegt. Auch diese β'_{ss} -Achse steht annähernd senkrecht auf $\beta_{ss} = 140/15^{\circ}\text{NW}$.

Diagramm DS₇ - Die Inversflügel-Schuppe der ZSZ ähnelt in ihrer Polkonfiguration dem MCCS-Komplex und der M.di Orsigna-Schuppe. Die Pol-Maxima erscheinen nur bei 73 Meßwerten insgesamt um 30° in westlicher Richtung auf dem Diagramm verschoben zu sein. Die Längung der Maxima der Polfelder, die sich in Richtung NW-SE erstrecken, führt zu π -Kreisen, deren Pole bei 80/8°W und 45/55°W liegen. Ein schwach NE-SW verlaufendes Maximum weist auf ein $\beta_{ss} = 125/10^\circ\text{E}$ hin, das mit den β_{ss} -Achsen ungefähr übereinstimmt. $\beta'_{ss} = 45/55^\circ\text{W}$ kann als Achse der Querfaltung zu $\beta_{ss} = 125/10^\circ\text{E}$ gedeutet werden. $\beta_{ss} = 80/10^\circ\text{W}$ steht vermutlich als zweite β_{ss} -Achse mit dem $\beta_{ss} = 95/25^\circ\text{W}$ der Normalflügel-Schuppe in Verbindung.

Diagramm DS₈ - Das Sammeldiagramm der einzigen, großen, vollständig erhaltenen Faltenstruktur innerhalb der Modino-Cervarola-Einheit, des Granaglione-Sattels, zeigt eine ganz andere Scharung der Schichtflächenpole als in den vorhergehenden Diagrammen. Die Häufung der 82 Schichtflächenpole stellt in seiner äußeren Umrahmung eine Raute dar, deren Diagonalen sich im Zentrum des SCHMIDT'schen Netzes kreuzen. Südlich des Zentrums befindet sich ein von Polen nicht belegtes Feld. Die Faltenachse des Granaglione-Sattels kommt durch die in Richtung N-S gestreckten Maxima deutlich heraus. Die Maxima ergeben π -Kreise, deren Normalen bei $\beta_{ss} = 124/20^\circ\text{NW}$ (Casale) und $\beta_{ss} = 110/22^\circ\text{E}$ die untere Lagenkugel durchstoßen. Die bei Casale und Poggio di Badi eingemessenen B-Achsen 130/25°NW und 100/30°E bestätigen das ebenso wie die B-Achsen der zahlreichen Spezialfalten, deren Meßwerte bei 100-115/5-20°E liegen. Die β'_{ss} -Achsen 20/10°S, 5/32°S und 0/36°N entsprechen Großkreisen, die durch die auf dem Diagramm ungefähr E-W verlaufenden Maxima gezogen wurden. Die am M.Granaglione verlaufende B'-Achsen-Kulmination streicht ungefähr 15°.

3.2 Kluftdiagramme

Im Gegensatz zu den Schichtflächendiagrammen, die sich jeweils auf einen ganzen Schuppen- oder Faltenbereich erstrecken, sind die Diagramme der hier aufgezeigten Kluftflächenpole nur ein kleiner, maximal $0,01 \text{ km}^2$ großer Ausschnitt der einzelnen Schuppen oder Falten. Die Kluftdiagramme sind deswegen von nur beschränktem Aussagewert.

Diagramm DK₁ (250 m N und 500 m S cava di Prunetta) gibt mit 104 Meßwerten die Kluftverteilung im Hauptkamm-Macigno (Toskaniden II) wieder. Ausgeprägt sind die Klüfte mit $100-125/50-85^\circ \text{S}$, der π -Kreis der Schichtflächenpole weist sie als $h \ 0 \ l$ -Klüfte aus. Weniger treten die 10 bis 20° streichenden ac -Klüfte hervor. Die Klüfte, die einen Winkel von 45° zum Pol der β_{ss} -Achse bilden, werden als Scherklüfte gedeutet. Die übrigen Klüfte zeigen keine Beziehung zu den Deformationsachsen. Vermutlich sind es Klüfte, die nicht mit der Faltung, sondern mit der Hebung des Gebirges in Verbindung stehen.

Im Gegensatz zum Hauptkamm-Macigno zeigen die 2 Schuppen des Modino-Sandsteins im Diagramm DK₂ (Croce delle Lari und 300 m NE Piastre) Kluftmaxima, die mit den Faltungsstrukturen nicht in Beziehung gebracht werden können. Die Klüfte fallen alle sehr steil ein. Dreht man aber das Kluftdiagramm um 15° im Uhrzeigersinn, so könnten die 10 bis 20° streichenden Klüfte als ac -, die breit gestreuten Maxima in Richtung 75 bis 110° als $h \ 0 \ l$ -Klüfte gelten. Die anderen Maxima würden dann einem Scherkluftsystem oder Klüften jüngerer Prägen angehören.

In den Diagrammen DK₃-Basisschuppe (200 m NE Albergo Paradiso), DK₄ - MCCS-Komplex (Passo Porrettana), DK₅-M.di Orsigna-Schuppe (Sette ponte, Pracchia), DK₆ - Normalflügel-Schuppe der ZSZ (2,5 km NNE Pracchia), DK₈ - Inversflügel-Schuppe der ZSZ (1 km NE Molino del Pallone) werden die Kluftverteilung kleiner Teilbereiche der Schuppen des Cervarola-Sandsteins dargestellt. Die Kluftverteilung ist von Diagramm zu Diagramm verschieden. Eine kontinuierliche Veränderung der Klüfte von der Basisschuppe zum Granaglione-Sattel ist nicht zu erkennen. Auffallend ist, daß die Klüfte steil einfallen. Die Maxima der Kluftflächenpole sind meist scharf. Obwohl zwischen den Klüften und den β_{ss} - bzw. β'_{ss} -Achsen keine eindeutigen Beziehungen hergestellt werden können, treten doch in der Nähe der π -Kreise und der Durchstoßpunkte ihrer Normalen Klufthäufungen auf. Ein Teil der Klüfte hängt vermutlich nicht mit der Faltung zusammen. In Kluftdiagrammen können sie jedoch nur nachgewiesen werden, wenn man vorher die mit den Deformationsachsen korrelierbaren Klüfte erkannt hat.

Das ist außer in dem Kluftdiagramm des Granaglione-Sattels nur noch in dem des Monteacuto-Sattels (300 m N Monteacuto) - DK₇-Normalflügel - möglich. Die 80 Klüfte wurden in der Um-

gebung einer Spezialfalte eingemessen, deren β_{ss} - und B-Achse einen Wert von $135/10^{\circ}\text{NW}$ ergibt. Die Klufthäufungen im Südosten und Nordwesten des Diagramms können teilweise als ac-Klüfte gelten. Im SW- und NE-Teil des Diagramms treten die steil einfallenden, 130 bis 140° streichenden Maxima als h o l-Klüfte auf. Die 0 und 90° streichenden Klüfte gehören vermutlich zu einem Scherklufsystem. Klüfte jüngerer, vielleicht postparoxysmaler Prägung sind in ausgeprägten Maxima mit einem Streichen von 25 , 75 und 165° vorhanden.

Darauf weisen auch die Klüfte im Gelände hin. Sie erscheinen meist frisch, wenig verruscht und durchsetzen auch die Flanken von Spezialsätteln geradlinig.

Das Kluftdiagramm DK₀ (900 m S Ponte della Venturina) zeigt einen Ausschnitt des überkippten Flügels des Granaglione-Sattels. Die 63 Kluftflächenpole scharen sich im Gegensatz zu allen anderen Diagrammen mehr im Zentrum des SCHMIDT'schen Netzes. Neben den 2 scharf gefaßten Maxima im Nordteil des Diagramms tritt im SW eine weiter gestreute Klufthäufung auf. Die Klüfte liegen auf dem n-Kreis zu $\beta_{ss}=124/20^{\circ}\text{NW}$ und $\beta_{ss}=110/22^{\circ}\text{E}$. Es handelt sich hier möglicherweise um h o l-Klüfte. Die Klüfte, die etwa mit $150/50^{\circ}\text{NE}$ eingemessen wurden, scheinen einem Scherflächensystem anzugehören. Vergleicht man die Klüfte mit den konstruierten Querfaltenachsen β'_{ss} , so ergibt sich, daß $\beta'_{ss}=5/32^{\circ}\text{S}$ mit den Kluftmaxima verbunden werden kann, die im NE-Quadranten des Diagramms liegen und wie für $\beta_{ss}=124/20^{\circ}\text{NW}$ vermutlich als h o l-Klüfte auftreten. ac-Klüfte scheinen genauso wie die h o l-Klüfte für $\beta'_{ss}=0/38^{\circ}\text{N}$ und $\beta'_{ss}=165/30^{\circ}\text{N}$ bei den Maxima im Südwesten der Darstellung zu liegen. In diesen Kluftfeldern sind vermutlich auch Scherklüfte und postparoxysmale Klüfte zu finden.

Interessant ist ein Vergleich mit den Kluftdiagrammen DK₁₀ - Cantiere-Alberese (1 km NE Castel di Casio), DK₁₁ - Loiano-Sandstein (Pietra Colora), DK₁₂ - Molasse von Montese (300 m S M.della Vedetta) der Cantiere-Monghidoro-Einheit. Auch hier sind die Klüfte randlich orientiert. Wie in der Modino-Cervarola-Einheit herrschen die Klüfte mit einem Streichen von ca. 10 , 90 und 140° vor. Man kann deshalb annehmen, daß beide Einheiten ungefähr demselben tektonischen Beanspruchungsplan unterworfen waren oder sind, der aber auf Grund der stratigraphischen und tektonischen Unterschiede nicht durch die Faltung des Hauptkamm-Macigno und der Modino-Cervarola-Einheit verursacht wurde, sondern vermutlich mit der heute noch andauernden Hebung des Gebirges zusammenhängt.

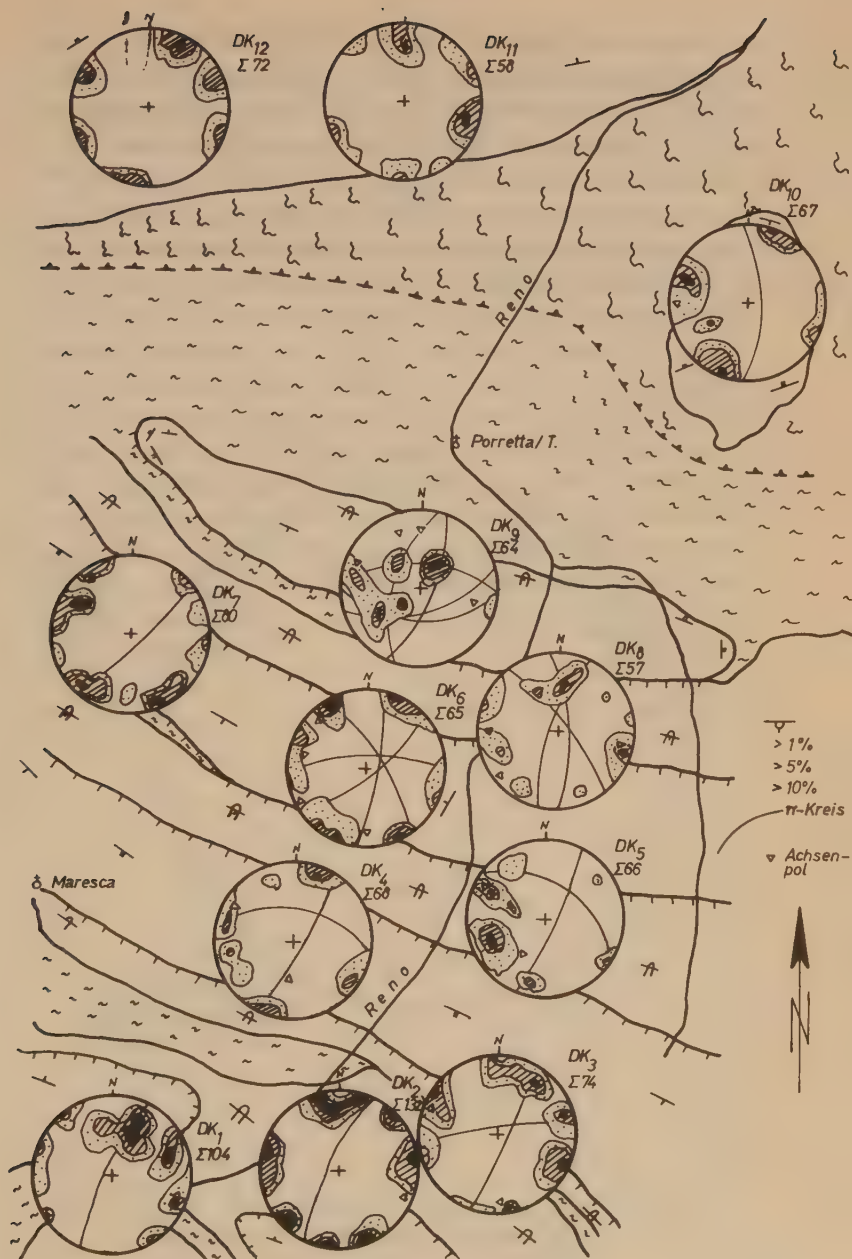


Abb. 9 Übersicht über die Kluftverteilung in den Sandsteinsfolgen des Untersuchungsgebietes

3.3 Zusammenfassung der Ergebnisse der Gefügeanalyse

Die Schichtflächendiagramme ergeben β_{ss} -Achsen, die durchschnittlich mit $115/10^\circ$ nach E oder W einschieben, Werte also, die den gemessenen B-Achsen im Granaglione- und Monteacuto-Sattel ungefähr entsprechen. Die B'-Achsen ergeben im Schnitt einen Durchstoßpunkt, der bei $5/30^\circ S$ liegt. Der Verlauf der Achse(n) der Quersfaltung konnte im Gelände nur am M.Granaglione beobachtet werden. Haupt-

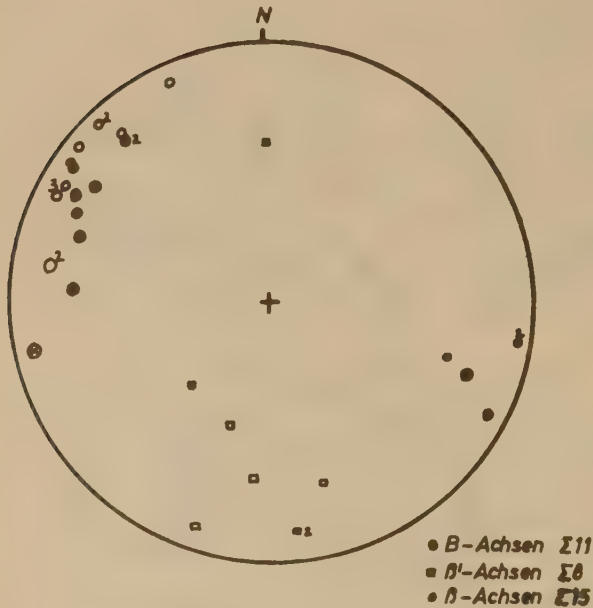


Abb. 10 Übersicht über die B-, B'-, β_{ss} -
 β' -Achsen der Modino-Cervarola-
 Einheit

kamm-Macigno (Toskaniden II) und Modino-Cervarola-Einheit unterscheiden sich nur insofern, als sich die Schuppentektonik auch in den Diagrammen der Emilianiden I äußert. Die β_{ss} -Achsen zeigen annähernd dieselben Meßwerte.

Während beim Hauptkamm-Macigno die Klüfte meist noch mit der Faltung in Verbindung gebracht werden können, ist dies bei der Modino-Cervarola-Einheit bei weitem nicht so deutlich ausgeprägt. Aber hier ist auch eine exakte Zuordnung der Klüfte zu einem jüngeren Beanspruchungsplan nicht immer möglich, da eine Korrelation zu den Deformationsachsen oft nicht gegeben ist. Der Grund hierfür liegt vielleicht in der Tatsache, daß die Kluftdiagramme nur eine kleine Fläche des kartierten Geländes erfassen und so für einen ganzen Schuppenbereich statistisch nicht repräsentativ genug sind. Dennoch scheint auch in den Kluftdiagrammen zum Ausdruck zu kommen, daß Klüfte existieren, die nach der Faltung entstanden sind.

4. Tektonischer Vergleich Toskaniden II - Modino-Cervarola-Einheit (Emilianiden I)

Die Gesteine der Modino-Cervarola-Einheit werden noch heute von vielen Autoren, wie L.DAINELLI (1949), G.MERLA (1957) u.a. dem Hauptkamm-Macigno gleichgesetzt und 'Macigno' genannt. Die 'Argille scagliose'-Streifen im Macigno werden als allochthone Sedimente des ligurischen Faziesraumes gedeutet.- R.NARDI und M.TONGIORGI (1962) gliedern die Sedimente im Hochapennin in Sandstein- und Olisthostromserien und nehmen eine stratigraphische Abfolge Hauptkamm-Macigno-Modino-Cervarola-Einheit an. Doch beziehen Hauptkamm-Macigno (Toskaniden II) und Modino-Cervarola-Einheit (Emilianiden I) verschiedene tektonische Positionen (R.NARDI, 1965). Der Hauptkamm-Macigno wird der 'falda toscana' zugeordnet. Bei der Modino-Cervarola-Einheit wird jedoch eine semiautochthone Stellung angenommen. R.NARDI (1965) stellt die 'fase di piegamento' ins Obere Torton, die 'fase di rimovimento dei complessi alloctoni' ins untere bis mittlere Pliozän. In derselben Arbeit schreibt NARDI, daß der Macigno im Oligozän, die Modino-Cervarola-Einheit vom Oligozän bis zum Unteren Miozän 'sul fronte della falda toscana' sedimentiert wurde. Legt man diese Alterseinstufung den tektonischen Vorstellungen von NARDI zu Grunde, müßte die Decke der Toskaniden II während der Sedimentation der Modino-Cervarola-Einheit begonnen haben, nach NE zu gleiten. Die 'fase di rimovimento dei complessi alloctoni' dürfte demnach schon im Oligozän angegangen haben. Auch die Annahme einer 'Faltungsphase' im Torton und einer Phase erneuter Überschiebung im Pliozän (R.NARDI, 1965) erscheint problematisch, denn dann wäre vermutlich die angeblich während des Torton gebildete Stirnfalte der Toskaniden II beim weiteren Transport der 'falda toscana' im Pliozän stark verschuppt. Die im Untersuchungsgebiet angefertigten Gefügediagramme konnten jedoch ein so ausgeprägt mehraktiges tektonisches Geschehen widerlegen.

Nach K.J.REUTTER (1966) wird angenommen, daß Hauptkamm-Macigno und Modino-Cervarola-Einheit in getrennten Bereichen

abgelagert wurden. Im stratigraphischen Teil dieser Arbeit wurde schon auf den tektonischen Kontakt, auf die stratigraphischen und sedimentologischen Unterschiede zwischen beiden Einheiten hingewiesen. Doch bestehen auch tektonische Gründe, die mehr für die Annahme getrennter Sedimentationsbereiche als für eine stratigraphische Abfolge Hauptkamm-Macigno - Modino-Cervarola-Einheit sprechen :

1. Der Kontakt zwischen Modino-Cervarola-Einheit und Hauptkamm-Macigno ist anscheinend tektonisch.
2. Die Tektonik der Toskaniden II wird durch die große Stirnfalte des Hauptkamm-Macigno gekennzeichnet. Der Liegendflügel des liegenden Satfels ist vom Nordrand der nordvergenten Falte ausgehend noch nach 8 km in Richtung SW aufgeschlossen, wie beispielsweise am Nordostrand der Pania di Corfino (K.GÜNTHER, 1966). Auch im Lima-Tal scheint die Überkipfung weit nach Süden zu reichen, denn nach P.BELLINCIONI (1959) sind selbst die mesozoischen Kerne in die Faltung mit einbezogen worden.- In der Modino-Cervarola-Einheit sind während der Faltung im hier untersuchten Gebiet mindestens 5 Sättel und 4 Mulden entstanden, die zum großen Teil durch den einengenden Faltungsschub im Bereich der Faltenachsebene durchscherten, sodaß heute eine Schuppentektonik vorliegt, die im Bereich der 'falda toscana' nicht existiert.
3. Die Modino-Cervarola-Einheit wird von großen, NW-SE verlaufenden Aufschiebungen durchzogen, die mit den Schuppenbahnen identisch sind. Diese Störungen entstanden also durch die Faltung.- Die ebenfalls NW-SE streichenden Abschiebungen im Bereich der Toskaniden II bilden dagegen 'Horste' und 'Gräben' und sind fast alle postparoxysmalen Ursprungs. Ihr Verwerfungsbetrag wird von K.GÜNTHER (1966) mit maximal 3000 m angegeben.
4. Die Normalsedimentation der Modino-Cervarola-Einheit wird durch die Olisthostrome der Pievepelago-Formation, der Sestola-Vidiciatico-Serie und des Hangendolisthostroms unterbrochen. Aus dem Bereich des Hauptkamm-Macigno beschreibt K.GÜNTHER (1966) geringmächtige Olisthostromeinschaltungen. Sie treten nur im Hangenden des Sandsteins auf und keilen nach Süden aus. Das südlichste Vorkommen wird von K.J.REUTTER (1966) bei Castelnovo di Garfagna nachgewiesen.

5. Cantiere-Monghidoro-Einheit (Emilianiden II)

Der chaotische Lagerungszustand der Cantiere-Argille, die Ophiolith- und Calpionellenkalkvorkommen und die Überlagerung tertiärer Serien waren seit Bestehen der Deckentheorie für die meisten Bearbeiter dieses Gebietes Beweise genug, um ligurische Decken aus dem Gebiet der heutigen Tyrrhenis anzunehmen.

Auf Grund stratigraphischer und tektonischer Unterschiede trennten C.W.SAMES (1963), K.D.KRAMPE (1964), K.J.REUTTER und C.W.SAMES (1964), K.J.REUTTER (1966) u.a. kretazische Serien von ligurischen Einheiten ab. Als ursprünglicher Ablagerungsraum werden Gebiete ungefähr nördlich der heutigen Wasserscheide angenommen. Dieser Sedimentationsbereich wird als emilianisch bezeichnet.

Im Bereich des Oberen Reno-Tales überlagert die Cantiere-Monghidoro-Einheit diskordant die Modino-Cervarola-Einheit. Die Überschiebungsgrenze dürfte flach nach NE einfallen. Im Gegensatz zu den westlich anschließenden Gebieten von K.J.REUTTER (1966) und K.RENTZ (1967) zeigt der Cantiere-Alberese im untersuchten Gebiet keine deutlichen Faltenvergenzen.

Wie im stratigraphischen Teil ausgeführt, kann die Cantiere-Monghidoro-Einheit in eine überwiegend kretazische Gesteinsfolge und oligo-miozäne, molasseartige Sedimente unterteilt werden, die diskordant auf den kretazischen Gesteinen liegen.

Radiolarite, Calpionellenkalke, Ophiolithe stecken als zerschernte Schollen in den Cantiere-Argille. Für diese Tatsache und die chaotische Lagerung der Cantiere-Argille und -Buntschiefer kommen offenbar zwei Ursachen in Betracht:

1. die Verfrachtung der Gleitmasse der Cantiere-Monghidoro-Einheit
2. die Bildung eines oder mehrerer präcenomaner Olisthostrome.

Der chaotische Lagerungszustand der Cantiere-Argille und

-Buntschiefer herrscht aber nicht überall vor. So treten diese Gesteine nördlich Fanano am Osthang des Panaro-Tales gut geschichtet auf (H.HEYMANN, 1967).

Der Kontakt Cantiere-Argille - Cantiere-Alberese ist nicht aufgeschlossen, da der Alberese vor allem bei Castel di Casio von einem breiten Schuttgürtel umgeben ist. Er ist schwach muldenförmig gebogen. Diese Verbiegung ist vermutlich auf eine Faltungsphase während des Eozäns zurückzuführen. Nach dem Schichtflächendiagramm DS₉ konnte ein β_{ss} mit 85/18°W konstruiert werden, die Muldenachse schiebt demnach schwach nach Westen ein.

Die Flyschfolge des Cantiere-Alberese ist von zahlreichen meist WNW-ESE verlaufenden Störungen durchzogen, die aber nicht näher beschrieben werden können, da die Aufschlußverhältnisse zu schlecht sind. Nur die Verwerfungen am Fosso del Cinghio, südlich Pian di Casale und im Rio della Pilastrina, südlich Castel di Casio treten deutlicher hervor. Sie streichen WNW-ESE. An den fast saigernen Abschiebungen ist jeweils der Südteil des Cantiere-Alberese um maximal 200 m gehoben worden. Eine altersmäßige Einordnung der Störungen wie der Klüfte ist schwierig. Vermutlich ist aber ein Teil der Verwerfungen jünger als die Muldenstruktur des Cantiere-Alberese und nach dem Transport der Gleitmasse entstanden.

5.1 'Molasse'-Sedimente der Cantiere-Monghidoro-Einheit

Faßt man die oft als 'Tongriano' bezeichneten molasseartigen Sedimente als postparoxysmale Produkte auf, so stößt man insofern auf einen Widerspruch, als zur selben Zeit, in der molasseartige Sedimente abgelagert wurden, es in weiten Bereichen des Nordapennin zur Ablagerung von Flyschgesteinen kam. Hauptkamm-Macigno, Cervarola-Sandstein und Loiano-Sandstein sind ungefähr zur gleichen Zeit, aber in getrennten Bereichen sedimentiert worden.

Die Frage der tektonischen Position der Molasse-Sedimente ist im Nordapennin von großer Bedeutung, weil mit der Lösung dieses Problems die Tektonik der Einheiten geklärt werden könnte, die mit den Molassen verbunden sind. G.MERLIA (1957) nimmt an, daß die Sedimente im Hangenden der Molasse von Loiano während des Transports der 'Argille scagliose'- und Alberese-Decken aus dem Ligurikum nach NE sedimentiert wurden. Die 'Molassen' gehen dabei vom 'mesoautochthon' ins 'neoautochthon' über. Den kontinuierlichen Übergang der Molasse von Loiano in die neogenen Sedimente des Po-Ebenen-Randes beschreibt auch C.WIEDENMEYER (1951).

Die Molassesedimente lagern im Nordapennin entweder auf autochthonen, ligurischen Serien oder auf allochthonen, emilianischen Einheiten. Sie fehlen im Bereich der Toskaniden. Außerdem scheinen sie nicht mit der Modino-Cervarola-Einheit und den allochthonen, ligurischen Serien in Verbindung zu stehen.

Die molasseartigen Sedimente im östlichen Nordapennin liegen konkordant auf dem Cassio- und diskordant auf dem Cantiere-Alberese (K.D.KRAMPE, 1964, J.LOESCHKE, 1964, K.J. REUTTER, 1966, K.RENTZ, 1967). Die Kalke vom M.Dosso (Cassio-Alberese) bei Viano gehen sogar in die Montepiano-Mergel über, die hier die Molassebasis bilden (P.MAIOLI, 1961). Mit diesem Übergang scheint auch ein kontinuierlicher Fazieswechsel verbunden zu sein. Eine ähnliche Situation liegt vermutlich auch beim Cantiere-Alberese vor. K.RENTZ (1967) konnte im Secchia-Tal im Hangenden eines Cantiere-Alberese noch Paläozän nachweisen. Die Valpiana-Mergel, die erste molasseartige Serie, beginnen hier schon im Mittleren Eozän. Die Schichtlücke ist also hier nicht sehr groß.

Der Kontakt der 'Molasse' zum Cantiere-Alberese ist im untersuchten Gebiet nicht aufgeschlossen. Nur bei Capanna de Moratti wird eine Diskordanz angedeutet, da nördlich Ca del Vento die Roten Tonmergel horizontal liegen, 300 m weiter in Richtung ESE der Cantiere-Alberese aber mit 55/35° nach NE einfallen.

Auch die molasseartigen Sedimente nördlich des Torrente Marano weisen keine deutlichen Kontakte zu den Cantiere-Argille auf. Die Sandsteine fallen meistens mit 20 bis 45° ungefähr nach Norden ein. Der Brekzienkörper von Riola und der Loiano-Sandstein vor allem sind von vielen meist kleineren Abschiebungen durchzogen. Ihr Verlauf konnte meist nur vermutet, ihr Versatz oft nicht festgestellt werden.

Nur die Verwerfungen z.B. nördlich il Monte treten deutlich hervor. Hier ist der Brekzienkörper zwischen zwei etwa 110° streichenden Verwerfungen um 25 m abgesunken. Bei Fornaci sind der Loiano-Sandstein, die Valpiana-Mergel und vielleicht auch der Sandstein von Riola östlich der 15° streichenden Störung um ca. 6 m gehoben worden. Die Verwerfung, die östlich des M.della Vedetta nach Bordigone verläuft, kann als Abschiebung gedeutet werden, denn südlich Bordigone ist der Loiano-Sandstein um 10 m abgesunken. Doch scheint hier auch eine Abschiebung mit Verkipptendenzen vorzuliegen. Östlich der Störung fällt der Loiano-Sandstein mit $80/15^{\circ}$ nach Norden ein, westlich davon wurden die Schichten mit durchschnittlich $30/35^{\circ}$ NW eingemessen.

In der Molasse von Montese sind Verwerfungen häufig, doch in ihrem Streichen meist nur über 50 m zu verfolgen. Nur die Störungen am Kontakt zum Loiano-Sandstein sind gut bei Merlano aufgeschlossen. Die Abschiebungen streichen 120° und stehen annähernd saiger. Dabei ist jeweils der südwestliche Teil um 5 bzw. 12 m gehoben worden. Diese Verwerfungen können unter Umständen mit der Störung bei Seneveglio in Verbindung gebracht werden. Der Loiano-Sandstein und die Valpiana-Mergel dort sind im Südwesten einer WNW-ESE verlaufenden Störung um ca. 15 m gehoben worden.

Die Verwerfungen sind vermutlich postparoxysmal. C.WIEDENMEYER (1951) nimmt dabei an, daß, sichtbar an der Paderno-Struktur, auch das diapirartige Verhalten der 'argille scagliose' eine der Ursachen der Störungen in den 'Molassen' sein kann.

5.2 Herkunft der Cantiere-Monghidoro-Einheit

Die Tatsache, daß die Emilianiden II die Modino-Cervarola-Einheit und die Formazione marnoso-arenacea überlagern und damit verbunden der chaotische Zustand der Gesteine im Liegenden des Cantiere-Alberese lassen den Schluß zu, daß die Cantiere-Monghidoro-Einheit als Gleitdecke bewegt wurde. Die Frage der Herkunft der allochthonen Gleitmasse ist auch zur Klärung der tektonischen Verhältnisse der anderen Einheiten von großer Bedeutung. Folgende Herkunftsgebiete sind denkbar :

1. Ein ligurischer Sedimentationsbereich im Gebiet der heutigen Tyrrhenis (G.STEINMANN, 1907, L.DE LAUNAY, 1907 u.a.) mit nach NE gerichteten Deckenschüben.
2. Ein ligurischer Ablagerungsraum im Bereich der Po-Ebene bzw. der Adria (G.ROVERETO, 1922, T.LIPPARINI, 1944) mit Dislokationen nach SW.
3. Ein ligurischer Trog wie unter 1, dem im Norden ein Teiltrog vorgelagert ist, dessen Fazies sich aber teilweise von der des eigentlich ligurischen Raumes unterscheidet.
4. Ein emilianischer Faziesbereich (K.J.REUTTER und C.W.SAMES, 1964) südlich der Linie Piacenza - Modena, der durch den toskanischen Ablagerungsraum vom Ligurikum abgetrennt wird und nordöstlich des Toskanikums weiter nach Südosten zieht.

Zu Punkt 1 und 3 muß gesagt werden, daß die Sedimente südlich des Po-Ebenenrandes im Vergleich zu den ligurischen Gesteinen im Raume La Spezia - Genua eine unterschiedliche fazielle Ausbildung zeigen. Gegen die Herkunftsgebiete 1, 2 und 3 sprechen folgende Argumente :

- a. Die Transportweiten betragen in diesen Fällen über 120 km. Da die Gesamtmächtigkeit der Cantiere-Monghidoro-Einheit sich auf ca. 3500 m beläuft, scheint hier ein gewisses Mißverhältnis zwischen den Dimensionen dieser Einheit und ihrer Transportweite zu bestehen.
- b. Im oberen Panaro-Tal sind die Cantiere-Argille, vor allem die Cantiere-Buntschiefer gut geschichtet, eine Tatsache, die gegen weiträumige Verfrachtungen spricht (H.HEYMANN, 1967).
- c. Wie schon erwähnt geht der Cassio-Alberese bei Viano in seine molasseartige Bedeckung des Oligo-, Mio- und Pliozäns über (P.MAIOLI, 1961).

Auf der anderen Seite weisen C.WIEDENMEYER (1951) u.a. auf den kontinuierlichen sedimentären Übergang der 'Molassen' der Cantiere-Monghidoro-Einheit in die neo-genen Sedimente des Po-Ebenenrandes hin. Damit sind weit gespannte Dislokationen auszuschließen.

Die fazielle Ausbildung der Cantiere-Monghidoro-Einheit und die Tatsache, daß offenbar ein weit gespannter Deckenbau nicht existiert, lassen vermuten, daß diese tektonische Einheit einem emilianischen Faziesbereich im Sinne von K.J. REUTTER und C.W.SAMES (1964) entstammt. Es wird weiter angenommen, daß die Cantiere-Monghidoro-Einheit während des Miozäns von ihrer Basis abscherste und mit einer vielleicht nach ESE gerichteten Aufschiebung randlich auf die Modino-Cervarola-Einheit und auf die Formazione marnoso-arenacea glitt.

Die Frage nach der tektonischen Position und der Herkunft-richtung der Cantiere-Monghidoro-Einheit kann hier nicht eindeutig beantwortet werden, da das untersuchte Gebiet zu klein ist. Dies kann nur durch eine großräumige Untersuchung geklärt werden.

6. Alter der tektonischen Bewegungen

Die verschiedenen Molassen des südlichen Po-Ebenenrandes zeigen nicht das Ende der Faltung an, sondern sind teilweise sogar im Pliozän in tektonische Bewegungen mit einbezogen worden. Im Nordapennin muß eine Gleichzeitigkeit von Flysch- und Molasse-Sedimentation angenommen werden. Zur zeitlichen Einordnung der Vorgänge im Orogen ist hier die Molasse nicht brauchbar.

Die in die Modino-Cervarola-Einheit eingeschalteten und auf ihr liegenden Olisthostrome spiegeln die sich steigende Bodenunruhe im Ablagerungsraum dieser Einheit wider. Mit dem Hangendolisthostrom, das im Burdigal die Sedimentation des Suviana-Sandstein beendet, ist der Zeit-

punkt gegeben, an dem die tektonischen Bewegungen so stark geworden sind, daß es zu einer Überschiebungstektonik kommt.

Im unteren Miozän ist auch die Sedimentation der Toskaniden II zu Ende. Das höchste Schichtglied bilden die Mergel von Pontecchio (K.GÜNTHER, 1966), die bis ins Unter-Miozän reichen.

Im Burdigal/Helvet beginnt die nach Nordosten gerichtete Deckenbewegung der Toskaniden II. Dabei gleitet entweder die Modino-Cervarola-Einheit randlich über die Toskaniden II (K.J.REUTTER, 1966) oder die 'falda toscana' unterfährt die Modino-Cervarola-Einheit. Erst danach bilden sich vermutlich während des Helvet die Stirnfalte der Toskaniden II und die Falten und Schuppen der Emilianiden I aus. In der Modino-Cervarola-Einheit ist wahrscheinlich der Faltungsablauf folgendermaßen vor sich gegangen:

1. Bildung der Mulden und Sättel (B-Achsen und Entstehung der Querrichtung (B'-Achsen))
2. Ausbildung der Spezialfalten und Schuppen.

Sollten die stratigraphischen Vorstellungen von R.NARDI und M.TONGIORGI (1962) sich als richtig erweisen, so müßte die 'falda toscana' im Oligozän begonnen haben nach NE zu gleiten. Teilweise während des Gleitens würde die mesoautochthone Modino-Cervarola-Einheit abgelagert und im Torton gefaltet werden (R.NARDI, 1965). -

In der Cantiere-Monghidoro-Einheit zeichnet sich eine tektonische Phase ab, die wahrscheinlich älter als die der Toskaniden, eventuell auch der Modino-Cervarola-Einheit, ist. Der bis ins Paläozän reichende Cantiere-Alberese (K.RENTZ, 1967) wurde vermutlich während des Eozäns gefaltet und dann diskordant von meist im Oligozän beginnenden molasseartigen Sedimenten bedeckt.

Die Cantiere-Monghidoro-Einheit liegt heute oft mit ihren südwestlichen Ausläufern allochthon auf der Modino-Cervarola-Einheit, d.h. auf dem Burdigal dieser Einheit. - Im Idice-Tal

überlagern die Emilianiden II sogar die Formazione marnoso arenacea, die in der Umgebung der Überschiebung ins Torton gehört. Diese Überschiebungen, die durch gravitatives Gleiten erklärt werden können, bewirkten keine weitere Verfaltung der Cantiere-Monghidoro-Einheit.

F. Zusammenfassung

Ausgangspunkt für die geologische Untersuchung des oberen Reno-Tales zwischen Prunetta (Pistoia) und Riola (Bologna) war eine Geländeaufnahme im Maßstab 1:10 000, die mit Ausnahme des Gebietes um Porretta/Terme einer Erstkartierung gleichkam. Sie erlaubte es, drei tektonische Einheiten mit insgesamt 38 Serien zu unterscheiden, die sich nach NW und E in die benachbarten Gebiete fortsetzen. Alle drei Einheiten Toskaniden II, Modino-Cervarola- und Cantiere-Monghidoro-Einheit unterscheiden sich sowohl in stratigraphischer als auch tektonischer Hinsicht.

Die Toskaniden II östlich Prunetta sind nur mit dem Hauptkamm-Macigno vertreten. Die vermutlich oberoligozänen bis untermiozänen Grauwacken grenzen mit anscheinend tektonischem Kontakt an die Modino-Cervarola-Einheit. Der durchscherte nordvergente Sattel bei Prunetta stellt einen Teil der großen Stirnfalte der Toskaniden II dar.

R.NARDI und M.TONGIORGI (1962) sehen in den Gesteinen der Modino-Cervarola-Einheit nur eine durch Einschaltung von Olisthostromen getrennte Fortsetzung der Sedimentation des Macigno der Toskaniden II. Gegen diese Ansicht werden zahlreiche stratigraphische und tektonische Einwände gemacht (s.Kap. D-2.8 und E-4.). Diese Argumente sprechen eher für die geologischen Vorstellungen von K.J.REUTTER (1966), der die Modino-Cervarola-Einheit (Emilianiden I) als selbständige Schichtfolge zum emilianischen Faziesbereich (K.J.REUTTER und C.W. SAMES, 1964) rechnet.

Die ungefähr 4500 m bis 5500 m mächtige Modino-Cervarola-Einheit umfaßt eine Schichtfolge, die vom (?)Apt

bis zum Burdigal reicht. Sie wird durch die vorwiegend turbiditisch sedimentierten Grauwacken des Modino- und Cervarola-Sandsteins gekennzeichnet. Die Flyschsedimentation beginnt mit den Fiumalbo-Schiefern des Ober-Eozäns und endet mit dem Suviana-Sandstein, der vom Aquitan bis ins Burdigal reicht. Im unteren Cervarola-Sandstein konnte ein Konglomerathorizont nachgewiesen werden, der als Fluxo-Turbidit gelten kann. - Die Turbiditsedimentation der Grauwackenserien wird durch die Olisthostrome der Pievepelago-Formation, der Sestola-Vidiciatico-Serie unterbrochen und durch das Hangendolisthostrom beendet. Ihre Olistholithe gehören der Unterkreide, dem Cenoman, Paläozän, Eozän und Oligozän an. Der normal sedimentierte Pievepelago-Sandstein und die Sestola-Vidiciatico-Mergel verzahnen sich mit den Olisthostromen der Pievepelago-Formation bzw. der Sestola-Vidiciatico-Serie.

Die Modino-Cervarola-Einheit ist vermutlich randlich von NE auf die Toskaniden II geglitten (K.J.REUTTER, 1966). Die Tektonik der Emilianiden I wird weitgehend durch Schuppen geprägt. Sie sind während der Faltung im Burdigal/Helvet durch Aufschiebungen aus mindestens 5 Sätteln und 4 Mulden entstanden. Die Gefügeanalyse bestätigte die im Gelände eingemessenen B- und B'-Achsen (B.SANDER, 1948). Die β_{ss} -Achsen liegen durchschnittlich bei $115/10^{\circ}W$, die β'_{ss} -Achse der Querrfaltung bei $5/30^{\circ}S$. Die Klüfte konnten nur bei den Sattelstrukturen näher bestimmt werden. Klüfte, jünger als die Faltung, sind demnach weit verbreitet.

Die Gesteine der Cantiere-Monghidoro-Einheit reichen vom (?) Oberen Jura bis über das Aquitan hinaus. Die Abfolge beginnt mit Calpionellenkalken, Radiolariten, Ophiolithen, den Cantiere-Argille und -Buntschiefern. Darüber folgt der oberkretazische Cantiere-Alberese, eine turbiditische Flyschfolge. Über die Cantiere-Argille, -Buntschiefer und -Alberese transgredierte mit wahrscheinlich diskordantem Kontakt Sedimente, die

eine Übergangsstellung zwischen Flysch und Molasse einnehmen. Sie bestehen hauptsächlich aus Valpiana-Mergeln, Loiano-Sandstein und der Molasse von Montese. Die molasseartigen Sedimente beginnen im untersuchten Gebiet im Oligozän.

Die Cantiere-Monghidoro-Einheit ist allochthon. Es wird in dieser Arbeit angenommen, daß sie innerhalb des emilianischen Faziesbereiches (K.J.REUTTER und C.W.SAMES, 1964) sedimentiert, während des Miozäns vom Untergrund abscherte und randlich auf die Modino-Cervarola-Einheit und auf die Formazione marnoso-arenacea glitt.

G. Riassunto

Questo lavoro si basa su un rilievo geologico 1 : 10 000 dell' alta valle del Reno tra Prunetta (Pistoia) e Riola (Bologna). Le ricerche hanno permesso di individuare tre unità tettoniche con 38 serie stratigrafiche, tutto sommato, che si proseguono nelle zone adiacenti a SE e NW. Queste unità, la Toscanide II, la Unità Modino-Cervarola e la Unità Cantiere-Monghidoro, si distinguono una dall' altra tanto nella stratigrafia quanto nel comportamento tettonico.

La Toscanide II a E di Prunetta é rappresentata solo dal Macigno. Questa potente serie di grovacche dell' Oligocene superiore e Miocene inferiore sembra di confinare con contatto tettonico alla sovrastante Unità Modino-Cervarola. La fronte del Macigno presso Prunetta forma una anticlinale coricata con vergenza verso N che corrisponde alla grande piega frontale della Toscanide II.

Secondo R.NARDI & M.TONGIORGI (1962) la Unità Modino-Cervarola significa solo la ripresa della sedimentazione del Macigno dopo ripetute intercalazioni di olistostromi. A questa opinione si fanno obiezioni che riguardano la stratigrafia e la tettonica (vedi cap. D - 2,8 e E - 4). Questi argomenti appoggiano, piuttosto, la ipotesi di K.J.REUTTER (1966) che sostiene che la Unità Modino-Cervarola sia stata sedimentata in un bacino emiliano (Emilianide I) situato a NE di quello toscano.

La Unità Modino-Cervarola comprende una serie che si estende dall'Aptiano al Burdigaliano, se la parte basale (Aptiano - Oligocene inferiore) non viene considerato un olistostroma tra il Macigno e l'arenaria del M.Modino. Lo spessore totale di questa unità, i cui membri stratigrafici i più importanti sono l'arenaria del M.Modino e l'arenaria del M.Cervarola, si aggira sui 5000 m. La sedimentazione flyschoidale di questa unità incomincia con i 'Fiumalbo-Schiefer' (scisti rossi di Fiumalbo) nell' Eocene superiore e finisce con l'arenaria di Suviana dell' Aquitaniano - Burdigaliano. Nell' arenaria del M.Cervarola venne ritrovato un livello conglomeratico

flussoturbiditico. La sedimentazione delle diverse arenarie dell' unità fu interrotta dagli olistostromi della Formazione di Pievepelago e della Serie di Sestola-Vidiciatico e venne terminata dallo 'Hangendolistostrom' (Olistostroma superiore). Le loro olistoliti consistono di rocce varie del Cretaceo inferiore, del Cenomaniano, del Paleocene, Eocene e Oligocene. Le arenarie e le marne della Formazione di Pievepelago e della Serie di Sestola-Viditico sono sedimenti normali che si incuneano con gli olistostromi rispettivi.-

Secondo le vedute di K.J.REUTTER (1966) la Unità Modino-Cervarola e sovrascorsa da NE sul Macigno della Toscanide II. La tettonica dell'Emilianide I é caratterizzata da scaglie. Queste scaglie si formarono da faglie inverse interessanti le assi di 5 anticlinali e 4 sinclinali. Le analisi dell' assetto tettonico confermava le direzioni delle assi B e B' (B.SANDER, 1948) misurate negli affioramenti. Le assi β_{ss} hanno in media un andamento di $115/10^{\circ}W$, le assi β'_{ss} del piegamento trasversale di $5/30^{\circ}S$. Il clivaggio poteva essere determinato esattamente solo nelle strutture anticlinali. Si poteva notare un clivaggio più recente della tettonica plicativa.

La Unità Cantiere-Monghidoro (Emilianide II) comprende una serie che va dal Giurassico superiore fin oltre l'Aquitaniense. Essa incomincia col Calcare a Calpionelle e con diaspri. Seguono le ofioliti, le Argille a Palombini, gli Scisti policromi (Bunt-schiefer-Serie) e l'alberese arenaceo del M.Cantiere (Cretaceo superiore - Paleocene) sedimentato prevalentemente da torbide. Sulle Argille a Palombini, sugli Scisti policromi e sull'Alberese del M.Cantiere giace con contatto trasgressivo una serie di sedimenti che sedimentologicamente fanno il passaggio tra flysch e molassa. Si tratta delle Marne di Valpiana,

delle Arenarie di Loiano e della Molassa di Montese. Questa sedimentazione ha inizio nell'Oligocene.

La Unità Cantiere-Monghidoro è alloctona. Si presume che i suoi terreni si sedimentassero in un bacino emiliano esterno, che durante il Miocene essa si staccasse dal sottosuolo e si accavallasse sulla Unità Modino-Cervarola a SW e la Formazione marnoso-arenacea a NE.

H. L I T E R A T U R V E R Z E I C H N I S

- ADLER,R., FENCHEL,W., MARTINI,H.J. und PILGER,A. : Claus-
thaler Tektonische Hefte - Heft 1,
3, 4, Clausthal-Zellerfeld, 1961
- AGIP MINERIA : Foraminiferi Padani (terziario e
quaternario) - Atlanta iconografico
e distribuzione stratigrafica -
Milano, 1957
- ANELLI,M. : Su alcuni fenomeni di ricoprimento
nell'Appennino emiliano - Rend.R.
Accad. Lincei, 6, 1929
- - : Note stratigrafiche e tettoniche
sull'Appennino di Piacenza - R.
Accad.Sc.Lett.Art. Modena, Atti Mem.,
ser.V, vol. III, Modena 1938
- AMADESI,E. : Nuove ricerche nei dintorni di
Porretta/Terre (Bologna) - Boll.Soc.
Geol. It., vol.LXXXIII,fasc.1, 1964
- : La zolla alloctona di Castel di
Casio (Bologna) - Giorn.Geol., vol.
XXXII, fasc. 2, Bologna, 1964
- : Ricerche geologiche nei dintorni di
Lizzano in Belvedere (Bologna) -
Boll.Soc.Geol. It., vol. LXXXIV,
fasc. 4, 1965
- AZZAROLI,A. : Tettonica della catena principale
dell'Appennino Lunigianese tra il
Passo di Pradarena e il Passo di
Lagastrello - Boll.Soc.Geol. It.,
vol.LXIX, 1950
- BELLINCIONI,S. : Il nucleo mesozoico della Val di
Lima (Appennino Lucchese) - Boll.
Soc.Geol. It., vol. LXXVIII,
fasc. 2, 1959
- BENEO,E. : Accumuli terziari da risedimenta-
zione (Olisthostroma) nell'Appenni-
no Centrale e frane sottomarine -
Boll.Serv.Geol. It., vol.LXXVIII,
fasc. 1-2, 1956
- BIANCONI,G. : Sur les Apennins de la Porretta -
Bull. Soc. géol. France, ser. 2^e,
tom. 24, 1864
- BOHNE,W. : Geologische Untersuchungen im Raum
von Ligonchio - Unveröff.Dipl.-Arb.
Freie Univ. Berlin, 1966
- BOLLI,H.M. : Planctonic Foraminifera as index
fossils in Trinidad, West Indies,
and their value for worldwide stra-
tigraphic correlation - Ecl. Heol.
Helv., vol. 52, n.2, 1959

- BOMBICCI, G. : Il sollevamento dell'Appennino bolognese per diretta azione e delle pressioni laterali - Mem. Accad. Sc. Bologna, tom. 3, ser. 4, 1882
- BORSETTI, A.M. : Una microfauna a Globotruncana del Flysch alloctono di Castel di Casio - Giorn. Geol., vol. XXXII, fasc. 2 - Bologna, 1964
- BORTOLOTTI, V. : Nota illustrativa della carta distribuzione geografica della formazione di M. Morello (Alberese) - Boll. Soc. Geol. It., vol. LXXXIII, 1964
- BOUMA, G. : Sedimentology of some flysch deposits - Elsevier Publ. Comp. Amsterdam, 1962
- BROCCHI, G.B. : Catalogo ragionato di una raccolta di rocce disposte per ordine geografica per servire alla geognosia d'Italia - Milano, 1817
- CAPELLINI, G. : Calcari a bivalvi di M. Cavallo, Stagno e Casola nell'Appennino, bolognese - Mem. Accad. Sc. Bologna, tom. 2, ser. 4, 1880
- CIPRIANI, C. und MALESANI, P. : Ricerche sulle arenarie : IX) Caratterizzazione geografica delle arenarie appenniniche oligoceniche e mioceniche - Mem. Soc. Geol. It., vol. IV, Bologna, 1964
- CRESCENTI, U. : Sulla biostratigrafica del Miocene affiorante al confine Marchigiano - Abruzzese - Geologica Romana, vol. V, 1966
- CUSHMAN, J.A. : Foraminifera, their classification and economic use - Harvard University Press, Cambridge (Mass.) 1950
- DAINELLI, L. : La tettonica del Macigno fra San Marcello Pistoiese e Piteccio - Boll. Soc. Geol. It., vol. LXVIII, 1949
- : Dynamics of subaqueous gravity depositional processes - Bull. Amer. Ass. Petr. Geol. 47, 1, 1963
- DZULYNSKI, S., KSIAZKIEWICZ, M. und KUENEN, Ph.H. : Turbidites in flysch of the Polish Carpathian Mountains - Bull. Soc. Geol. Amer. 70, 1959

- EAMES, F.E., BANNER, F.T., BLOW, W.H., CLARKE, W.J. :
Midtertiary stratigraphical correlations - Cambridge, 1962
- ELTER, P. und SCHWAB, K. : Geologia della regione fra Vara e Magra - (Appennino Ligure-Toscano) - Boll. Soc. Geol. It., vol. LXXVI, fasc. 2, 1957
- ELTER, P., GIANNINI, E., TONGIORGI, M. und TREVISAN, L. :
Le varie unità tettoniche della Toscana e della Liguria orientale - Accad. Naz. dei Lincei, Rend. Cl. Sc. fis., mat. e nat., ser. 8, vol. XXIX, fasc. 6, 1960
- ELTER, P., GRATZIU, C. und LABESSE, B. : Sull'esistenza di una unità tettonica alloctono costituita da formazione terziarie nell'Appennino settentrionale - Boll. Soc. Geol. It., vol. LXXXIII, 1964
- FAZZINI, P. : Osservazioni geologiche nel gruppo del Monte Cantiere (Appennino Modenese) - Boll. Soc. Geol. It., vol. LXXXII, 1963
- FLORES, G. : Evidence of slump phenomena (Olistostromes) in areas of hydrocarbon exploration in Sicily - 5. World Petr. Congr., Proceed., Sect. 1, 1956
- FREY, W. : Geologische Untersuchungen im Tiber-Quellgebiet, Prov. Forlì, Pesaro/Italien - Unveröff. Dipl.-Arb. Freie Universität Berlin
- GANDOLFI, G. : Correlazioni fra alcune placche isolate e le principali formazioni arenacee dell'alto Appennino Bolognese, in base alle associazioni di minerali pesanti - Miner. Petr. Acta, vol. IX, Bologna, 1963
- GAZZI, P. : Ordine di apparizione dei minerali pesanti nella formazione di Monghidoro e nella serie di Loiano (Appennino Bolognese) - Miner. Petr. Acta, vol. IX, Bologna, 1963
- GHELARDONI, R., PIERI, M., LUCCHETTI, L., PIRINI, C. : I rapporti tra 'Macigno' e 'marnoso-arenacea' fra le valli del Dolo e dell'Idice (Appennino Bolognese) - Boll. Soc. Geol. It., vol. LXXXI, fasc. 3, 1962
- GOLDBERG, G. : Zur Geologie des Nordapennins im Raume Pontremoli - Passo della Cisa, Prov. Massa - Diss. Freie Universität Berlin 1965

- GÖRLER, K. und REUTTER, K.J. : Die stratigraphische Einordnung der Ophiolithe des Nord-Apennins - Geol. Rundschau 53, 1, 1964
- GÜNTHER, K. : Zur Geologie der Zone zwischen den nördlichen Apuaner Alpen und dem Apennin-Hauptkamm - Diss. Freie Universität Berlin, 1966
- TEN HAAF, E. : Graded beds of the Northern Apennines; Sedimentary structures and directions of supply - Proefschrift, Rijksuniversiteit te Groningen, 1959
- HARTUNG, K.D. : Zur Geologie der nördlichen Apuaner Alpen zwischen Vinca und dem Turrite Secca. - Diss. Freie Universität, Berlin, 1966
- HEMMER, C. : Geologische Untersuchungen in einem Gebiet zwischen Trepio und Setta, Bologneser Apennin, Italien - Unveröff. Dipl.-Arb. Freie Univers. Berlin, 1966
- HEYMANN, H. : Geologische Untersuchungen des emilianischen Apennins zwischen Fanano und Gaggio Montana (Prov. Bologna) - Unveröff. Dipl.-Arb. Freie Univers. Berlin, 1967
- JARANOFF, D. : Das Klima des Mittelmeergebietes während des Pliozäns und des Quartärs - Geol. Rundschau 34, H. 7/8, 1944
- VON KLEBELSBERG, R. : Die eiszeitliche Vergletscherung des Apennins - Zeitschr. f. Gletscherkunde, Bd. 18, 20, 21, 1930-33
- KOBER, L. : Neuere geologische Forschungen im Apennin und auf Korsika - Forschung und Fortschritt, 4. Jhrg., No. 78, 1928
- KRAMPE, K.D. : Zur Geologie des Hochapennins zwischen Secchia und Enza - Diss. Freie Universität Berlin, 1964
- KUENEN, PH. H. : Turbidity currents, a major factor in flysch deposition - Ecl. Geol. Helv. 51, 3, 1959

- LOEBLICH, A.R. and collaborators : Studies in foraminifera - U.S. Nat. Museum, Bull. 215, Smithsonian Inst., Washington D.C., 1957
- DE LAUNAY, L. : La métallogénie de l'Italie et des régions avoisinantes - Congr. Intern. Geol., Mexico, 1907
- LENCEWICZ, S. : Profile geologiczne przez Apennin Tóskanski - Rend. Soc. Sc. Warszawa 1917
- LIPPARINI, T. : Studi stratigrafici e tettonici nell'Appennino settentrionale - Boll. R. Uff. Geol. It., vol. LXIX, 1944
- LOESCHKE, J. : Stratigraphie und Tektonik des Gebietes zwischen dem oberen Parma- und dem oberen Enzatal im Nordapennin - Diss. Freie Universität Berlin, 1964
- LOTTI, B. : Rilevamento geologico eseguito in Toscana nell'anno 1893 - Boll. R. Comit. Geol. It., 1894
- LUCCHETTI, L. : Il ricoprimento a riprese nell'Appennino emiliano - Giorn. di Geol., Bologna, vol. XIII, 1938
- MADDALENA, L. : Studi geologici inerenti alla costruzione della grande galleria attraverso l'Appennino bolognese per la direttissima Bologna - Firenze - Intern. Geol. Congr., Praetoria, 1930, XV. Session
- MAIOLI, P. : Serie stratigrafici di Viano - Boll. Soc. Geol. It., vol. LXXX, 1961
- MARCHETTI, M.P. : The occurrence of slide and flowage materials (Olisthostromes) in the Tertiary series of Sicily - Congr. Geol. Intern., 20^a Session, Mexico, Seccion 5, t. 1, 1956
- MERLA, G. : Essay on the geology of the Northern Apennines - Accad. Naz. Lincei, Atti Conv. II, Milano, 1957
- MIGLIORINI, C.J. : Composite wedges and Orogenic Landslips in the Apennines - Intern. Geol. Congr. 1948, Part XIII London, 1952
- NARDI, R. und TONGIORGI, M. : Contributo alla Geologia dell'Appennino tosco-emiliano : I.-Stratigrafia e tettonica dei dintorni di Pievepelago (Appennino modenese) - Boll. Soc. Geol. It., vol. LXXXI, fasc. 3, 1962

- NARDI, R. : Schema geologico dell'Appennino toscano-emiliano tra il Monte Cusna e il Monte Cimone e considerazioni sulle unita tettoniche dell'Appennino - Boll. Soc. Geol. It., vol. LXXXIV, fasc. 5, 1965
- PANTANELLI, D. : Tufi serpentinosi eocenici nell'Emilia - Boll. R. Comit. Geol. It., vol. XX, 1889
- PELIZZER, R. : Ricerche sulle ofioliti della zona tra la Futa e la Raticosa - Boll. Soc. Geol. It., vol. LXXVII, 1955
- PETTIJOHN, F.G. : Sedimentary Rocks - New York, 1957
- PRINCIPI, P. : I terreni terziari della regione compresa tra il bacino del Mugello e la valle del Reno - Boll. Soc. Geol. It., vol. II, 1930
- DAL PIAZ, G. : Ondulazioni assiali nell'Appennino settentrionale - Atti Accad. Sc., Torino, 1943
- RENTZ, K. : Geologische Untersuchungen des oberen Dolo-Tales, Prov. Modena/Nordapennin - Unveröff. Dipl.-Arb. Freie Universität Berlin 1967
- REUTTER, K.J. : Zur Stratigraphie des Flysches im Ligurischen Apennin - N.Jb. Geol. Paläont., H. 11, 1961
- und SAMES, C.W. : Fazieszusammenhänge im Nordapennin - Z d G G 114, 3, 1964
- : Submarine Gleitungs- und Resedimentationsvorgänge am Beispiel des M. Modino (Nordapennin) - MAX RICHTER - Festschrift, Clausthal-Zellerfeld, 1965
- : Der geotektonische Bauplan des Nordapennins unter Berücksichtigung neuer Ergebnisse aus dem Gebiet um Pievepelago (Modena) - Noch unveröffentlichte Habilitations-Schrift Freie Universität Berlin, 1966
- RICHTER, M. : Über Dehnung und Längung des Gebirges während der Faltung - Geologie (Bubnoff-Gedenkschrift) H. 3, 1959
- : Beziehungen zwischen Ligurischen Alpen und Nordapennin - Geol.Rundschau, 50, 1960

- RICHTER, M. : Alpen, Apennin und Dinariden - N. Jb. Geol. Paläont., H. 9, 1962
- : Der Bauplan des Apennins - N. Jb. Geol. Paläont., 1963
- ROVERETO, G. : A proposito del diapirismo - Rend. R. Accad. Lincei, ser. 5, Cl. fis., 31, 1922
- SACCO, F. : L'appennino settentrionale - III : La Toscana Boll. Soc. Geol. It., vol. XIV, 1895
- SAGGINI, F. : Grande placca di 'arenaria superiore' tra Prunetta e la conca di San Marcello Pistoiese - Bardalone (Appennino pistoiese) - Boll. Soc. Geol. It., vol. LXXX, fasc. 2, 1961
- SAMES, C.W. : Beitrag zur Gliederung des Kreideflysch zwischen Bobbio und Berceto im Nord-apennin (Italien) - Geol. Jb., 81, 1963
- SANDER, E. : Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper - 1. Teil : Allgemeine Gefügekunde und Arbeiten im Bereich Handstück bis Profil - Springer-Verlag, Wien und Innsbruck, 1948
- SCHNEIDER, J. : Das Grenzgebiet von Alpen und Apennin - Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math. Nat. Phys. Kl., III. Flg., H. 14, Berlin 1935
- SELLI, R. : Il paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale - Mem. Soc. Geol. It., 3, 1962
- SIGNORINI, R. : Una vasta zona a strati rovesciati tra il Idice ed il Setta nell'Appennino bolognese - Boll. Soc. Geol. It., vol. LVII, 1938
- : Osservazioni geologiche sull'Alto Appennino bolognese - Boll. Soc. Geol. It., vol. LVIII, 1939
- DE SITTER, L.U. : Structural geology - Mc Graw Hill Publ. Comp. Ltd., London, 1956
- STAUB, R. : Zur tektonischen Analyse des Apennins - Viertelj.-H. Naturfr. Ges. Zürich, LXXVIII, 1933
- DE STEFANI, C. : Sulle serpentine italiane - Atti R. Ist. Veneto, Sc. Lett. e Arti, vol. 2, 1883-1884
- STEINMANN, G. : Alpen und Apennin - Monatsber. Dt. Geol. Ges. 1907

- STERN, W. : Geologische Untersuchungen im Gebiet zwischen Carpegna und Santa Agata - Feltri (Prov. Pesaro) - Unveröff. Dipl.-Arb. Freie Universität Berlin, 1965
- VON STRUENSEE, G. : Geologische Untersuchungen im Raume östlich Porretta/Terme - Unveröff. Dipl.-Arb. Freie Universität Berlin, 1965
- TEICHMÜLLER, R. : Der Deckenbau des Nordapennins zwischen Modena und Massa-Carrara - Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math. Phys. Kl., III. Flg., H. 13, Berlin, 1935
- TILLMANN, N. : Tektonische Studien in der Catena metallifera Toscanas - Geol. Rundschau, 17a, 1926
- WACHSMUTH, W. : Zur Geologie der südwestlichen Apuaner Alpen - Diss. Freie Universität Berlin, 1966
- WIEDENMAYER, C. : Zur Geologie des Bologneser Apennins zwischen Reno- und Idice-Tal - Ecl. Geol. Helv., 43, 1950
- DE WIJKERSLOOTH, P. : Bau und Entwicklung des Apennins, besonders der Gebirge Toscanas - Amsterdam, 1934
- ZACCAGNA, D. : Carta e sezioni geologiche delle Alpi Apuane - R. Comit. Geol. It., 28, 1897
- ZANZUCCHI, G. : Sulla vergenza di alcune strutture trasversali, nel flysch dell' Appennino Emiliano - L'ATENEO PARMENSE, vol. XXXIV-Suppl. 2, 1963

TAFEL 1

NNE



SSW

Abb. a. Cervarola-Konglomerate bei Collina di Treppio

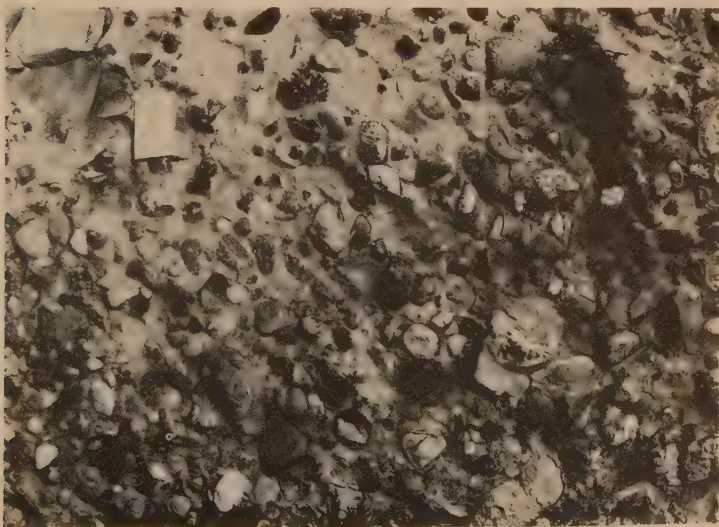


Abb. b Konglomeratische Unterseite der grobkörnigen Sandsteinbank im Liegenden des Konglomerat-Horizontes bei Collina di Treppio

TAFEL 2

ENE

WSW



Abb. a Sestola-Vidiciatico-Argille an der
Straße Taviano - Badi



Abb. b Spezialfalten im Granaglione-Sattel an
der Straße Ponte della Venturina - Pracchia

LEBENS LAUF

Am 2. April 1938 wurde ich als Sohn des Kaufmanns Friedrich Wilhelm von Struensee und seiner Ehefrau, geb. Handelsmann, in Berlin-Charlottenburg geboren. Von 1945 bis 1955 besuchte ich in Isny im Allgäu die Volksschule und das Progymnasium. Danach war ich Schüler des Gymnasiums in Wangen im Allgäu. An dieser Schule legte ich im Frühjahr 1958 die Reifeprüfung ab.

Nach achtzehnmonatigem Wehrdienst ließ ich mich im Wintersemester 1959/60 für das Studium der Geologie an der FREIEN UNIVERSITÄT BERLIN einschreiben. Im Sommersemester 1962 bestand ich die Vordiplom-, im Sommersemester 1965 die Diplomprüfung. In den Semesterferien leistete ich Praktika im Eisenerzbergbau und in einem seismographischen Betrieb ab.

Meine akademischen Lehrer an der FREIEN UNIVERSITÄT BERLIN waren die Herren Professoren :

Dr. M.Richter, Dr.G.Bischoff (Geologie), Dr.K.R.Mehnert (Mineralogie), Dr.W.G.Kühne (Paläontologie), Dr.K.F.Jahr, Dr.P.W.Schenk, Dr.W.Lautsch, Dr.G.Manecke (Chemie), Dr.H.Lassen (Physik), Dr.W.Ulrich (Zoologie), Dr.C.Thielke (Botanik),
sowie die Herren Dozenten :

Dr.K.Kohler (Kristallographie), Dr.K.J.Reutter (Sedimentologie), Dr.K.J.Müller (Mikropaläontologie), Dr.J.Liedholz (Bodenkunde), Dr.A.Schneider, Dr.F.List (Photogeologie), Dr.G.Hahn (Stratigraphie) und Dr.P.Giese (Geophysik).



